UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005876

GÊNESE DAS JAZIDAS DE CAULINITA E
BAUXITA DE VARGEM DOS ÓCULOS,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, M.G.

Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão

Orientador: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. A.J.Melfi
Examinadores:	Dr. B.J.Boulangé
	Dr. J.B.Moreschi

ass.

São Paulo
1988

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE EDUCAÇÃO

Aos meus filhos,
Raphaella e
Guilherme.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABELAS	viii
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	ix
AGRADECIMENTOS	xii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
APRESENTAÇÃO	1
 CAPÍTULO I - O MEIO FÍSICO	 3
1.1 - SITUAÇÃO GEOGRÁFICA	4
1.2 - CLIMA	4
1.3 - GEOLOGIA REGIONAL	4
1.4 - GEOMORFOLOGIA	17
 CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS	 22
11.1 - FOTOINTERPRETAÇÃO E RECONHECIMENTO DE CAMPO	23
11.2 - CONTROLE E LEVANTAMENTO DE DADOS	23
11.3 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO	26
11.3.1 - Análise Mineralógica	26
11.3.1.1 - Difração de raios-x	26
11.3.1.2 - Análise térmica diferencial	27
11.3.1.3 - Análise de minerais pesados	27
11.3.2 - Análise Micromorfológica	28
11.3.2.1 - Impregnação	28
11.3.2.2 - Estudo micromorfológico	29

11.3.3 - Análise Química	31
11.3.4 - Balanço Mineralógico	32
CAPÍTULO III - JAZIDA DE CAULINITA. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS	34
III.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS PRINCIPAIS FÁCIES: MACROMORFOLOGIA, MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA	35
III.1.1 - Unidade Inferior Argilosa	35
III.1.1.1 - fácies caulinita maciça	35
III.1.1.2 - fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos	40
III.1.1.3 - fácies de transição	45
III.1.2 - Unidade Intermediária Bauxítica	50
III.1.2.1 - fácies bauxítica	50
III.1.2.2 - fácies nodular ferruginosa	53
III.1.2.3 - fácies de degradação	59
III.1.3 - Unidade de Recobrimento	61
III.2 - DADOS QUÍMICOS E VARIAÇÕES MINERALÓGICAS	62
III.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	73
III.4 - CONCLUSÕES	78
CAPÍTULO IV - JAZIDA DE BAUXITA. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS	80
IV.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS PRINCIPAIS FÁCIES: MACROMORFOLOGIA, MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA	81

IV.1.1 - Unidade Inferior Argilosa	81
IV.1.1.1 - Fácies de Transição	81
IV.1.2 - Unidade Intermediária Bauxítica	85
IV.1.2.1 - Fácies bauxítica	85
IV.1.2.1 - Fácies nodular ferruginosa	92
IV.1.2.2 - Fácies de degradação	95
IV.1.3 - Unidade de Recobrimento	98
IV.2 - DADOS QUÍMICOS E VARIAÇÕES MINERALÓGICAS	101
IV.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	108
IV.4 - CONCLUSÕES	110
 CAPITULO V - CONSIDERAÇÕES SOBRE A GENESE DAS JAZIDAS	113
 V.1 - TRABALHOS ANTERIORES	114
V.2 - O CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO	117
V.3 - O CONTEXTO GEOLÓGICO	124
V.3.1 - A Unidade laterítica Subjacente às Jazidas	124
V.3.2 - Relações Estruturais entre a Área Estudada e o Substrato Geológico	128
V.4 - CONCLUSÕES	132
 SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES	136
FOTOGRAFIAS	141
BIBLIOGRAFIA	153

ÍNDICE DAS FIGURAS

Fig. I.1	-	Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero.....	5
Fig. I.2	-	Mapa geológico da região de Vargem dos Oculos ...	9
Fig. II.1	-	Mapa de localização dos perfis, poços e furos de sondagens	25
Fig. III.1	-	Corte esquemático projetado da Jazida de Caulinita, mostrando a distribuição das fácies, os perfis e pontos amostrados	36
Fig. III.2	-	Difratograma de raios-x, fácies caulinita maciça	39
Fig. III.3	-	Análise térmica diferencial, fácies caulinita maciça	39
Fig. III.4	-	Desenho esquemático da fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, mostrando cristais de gibbsita isolados ou associados com quartzo e, zonas ferruginosas, em íntima associação com o plasma	42
Fig. III.5	-	Desenho esquemático da fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, mostrando as várias formas apresentadas pelos zoneamentos ferruginosos	44
Fig. III.6	-	Desenho esquemático da fácies de transição	

	mostrando os fundos matriciais I e II	46
Fig. III.7	- Desenho esquemático da fácies de transição, mostrando os nódulos ferruginosos	49
Fig. III.8	- Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a associação dos volumes avermelhado e esbranquiçado	51
Fig. III.9	- Desenho esquemático da fácies nodular ferruginosa, mostrando a distribuição dos nódulos	54
Fig. III.9a	- Desenho esquemático da seção A	54
Fig. III.9b	- Desenho esquemático da seção B	58
Fig. III.9c	- Desenho esquemático da seção C	58
Fig. III.10	- Desenho esquemático da fácies de degradação	60
Fig. III.11	- Diagrama $TiO_2-Al_2O_3$. Jazida de Caulinita	65
Fig. III.12	- Variações das composições ponderais ($SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$) nas diferentes fácies da Jazida de Caulinita	69
Fig. III.13	- Evolução geoquímica geral da Jazida de Caulinita.....	71
Fig. III.14	- Perfil esquemático da Jazida de Caulinita, com as variações mineralógicas e geoquímicas	72
Fig. IV.1	- Corte esquemático projetado da Jazida de Bauxita,	

	mostrando as fácies, o perfil e pontos amostrados	82
Fig. IV.2	- Desenho esquemático da fácies de transição	84
Fig. IV.3	- Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a distribuição das zonas	87
Fig. IV.4	- Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a associação dos volumes avermelhados e esbranquiçados	89
Fig. IV.5	- Desenho esquemático do topo da fácies bauxítica	91
Fig. IV.6	- Desenho esquemático da fácies nodular ferruginosa mostrando a passagem gradativa do nódulo vermelho-escuro para o cortex	94
Fig. IV.7	- Desenho esquemático da fácies de degradação, mostrando a associação de volumes avermelhados e amarelados	97
Fig. IV.8	- Diagrama $TiO_2-Al_2O_3$, Jazida de Bauxita	104
Fig. IV.9	- Evolução geoquímica geral da Jazida de Bauxita	105
Fig. IV.10	- Perfil esquemático da Jazida de Bauxita com as variações mineralógicas e geoquímicas	107
Fig V.1	- Distribuição das formações superficiais na região de Vargem dos Oculos	119

Fig V.2	- Perfil esquemático CC'	121
Fig V.3	- Desenho esquemático da fácies argilo-ferruginosa, mostrando uma remobilização dos seus constituintes	123
Fig V.4	- Desenho esquemático da fácies ferruginosa, mostrando a estrutura bandada dos itabiritos	127
Fig. V.5	- Perfil geológico AB	129
Fig. V.6	- Perfil geológico EE'	130
Fig. V.7	- Corte esquemático mostrando as etapas de evolução do relevo, nas vertentes que circundam as depressões	135

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. I.1	- Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero .	7
Tab. III.1	- Análise das variações mineralógicas e químicas nas fácies da Jazida de Caulinita	63
Tab. III.2	- Porcentagem de TiO_2 em algumas lateritas	64
Tab. III.3	- Análise química de amostras de poços, Jazida de Caulinita	70
Tab. IV.1	- Análise das variações mineralógicas e químicas nas fácies da Jazida de Bauxita	102
Tab. IV.2	- Análise química de amostras de poços, Jazida de Bauxita	106

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

- Foto II.1 - Fotografia aérea oblíqua da região de Vargem dos Óculos, mostrando as Jazidas de Caulinita e Bauxita nas depressões circundadas por vertentes, associadas às cristas constituídas por Itabirito.....142
- Foto III.1 - Blocos compactos de cor gelo com manchas irregulares e difusas rosadas142
- Foto III.2 - Passagem gradativa da fácies caulinita maciça para a fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos143
- Foto III.3 - Zoneamentos ferruginosos, que se exprimem como manchas irregulares rosadas, isolando acumulações de argila maciça de cor gelo143
- Foto III.4 - Zoneamentos ferruginosos, que se exprimem como lineações segundo várias direções, independentes das fraturas.....144
- Foto III.5 - Deferruginização das manchas e das lineações ferruginosas144
- Foto III.6 - Fotomicrografia mostrando cristais de gibbsita envolvendo o contorno irregular do grão de quartzo, imersos no plasma caulinitico145

- Foto III.7 - Fotomicrografia mostrando um cristal isolado de gibbsita em íntima associação com o plasma caulínítico145
- Foto III.8 - Fotomicrografia mostrando um nódulo de gibbsita com halo ferruginoso, envolvido pelo plasma caulínítico146
- Foto III.9 - Fotomicrografia mostrando os nódulos ferruginosos sob a forma de halos concêntricos descontínuos ...
.....146
- Foto III.10 - Fotomicrografia mostrando o plasma bege salpicado por pontos vermelhos com halos amarelos147
- Foto III.11 - Fotomicrografia dos nódulos beges, mostrando os pontilhamentos e ramificações ferruginosas147
- Foto III.12 - Fotomicrografia mostrando a deferruginização periférica do nódulo vermelho-escuro148
- Foto IV.1 - Volumes esbranquiçados formando faixas verticais .
.....148
- Foto IV.2 - Detalhe das faixas verticais, mostrando a penetração dos volumes esbranquiçados nos volumes vermelhos e amarelos149
- Foto IV.3 - Fotomicrografia mostrando o contato entre os volumes avermelhados e esbranquiçados149
- Foto IV.4 - Fotomicrografia mostrando as duas gerações de

	gibbsita	150
Foto IV.5	- Fotomicrografia da unidade de recobrimento, mostrando o falso truncamento dos estratos	150
Foto IV.6	- Fotomicrografia de um nódulo, mostrando a variação gradativa de cor, do centro para a periferia ..	151
Foto IV.7	- Fotomicrografia mostrando um fragmento anguloso em contato com o plasma avermelhado	
Foto V.1	- Fotomicrografia mostrando um grão de quartzo fragmentado e remobilizado "in situ"	152
Foto V.2	- Vista parcial mostrando uma depressão ocorrente na região de Vargem dos Óculos	152

AGRADECIMENTOS

A realização desse trabalho só se tornou possível através da colaboração de diversas pessoas e entidades, às quais, nesta oportunidade, gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos:

ao Prof. Dr. Adolpho José Melfi, pela orientação segura e constante; pelos conhecimentos científicos por ele transmitidos e pelo apoio irrestrito em todas as etapas da investigação;

ao Dr. Bruno Boulangé (ORSTOM-IG/USP), cuja presença constante e assistência total em todas as fases da pesquisa, foram determinantes na elaboração dessa dissertação. Acompanhando os trabalhos de campo, de laboratório e de elaboração dos manuscritos, discutindo idéias e sugerindo modificações, ele soube direcionar este trabalho e a obtenção dos resultados;

ao Prof. Dr. Adilson Carvalho, que não se absteve de me apoiar, tanto no desenvolvimento deste trabalho, quanto durante o curso de pós-graduação;

ao Dr. Jean Delvigne (ORSTOM-IG/USP), pelo auxílio na microscopia óptica e obtenção cuidadosa das fotomicrografias;

ao Prof. Dr. Armando M. Coimbra, pela sua valiosa colaboração quando da análise de minerais pesados;

ao Prof. Dr. Joel Sigolo, à Profa. Dra. Maria Cristina T. Groke e, a Maria Tereza de Nóbrega, pelo apoio, sugestões e amizade durante a minha permanência em São Paulo;

ao Prof. Marco Antônio Fonseca, do DEGEO/UFOP, pela revisão crítica de parte dos manuscritos;

a Prof. Dra. Sônia Maria Barros, pela contribuição na

elucidação dos problemas geoquímicos;

a Universidade Federal de Ouro Preto, a Escola de Minas, ao Departamento de Geologia, pela oportunidade de realizar o curso de mestrado e pelos gratificantes auxílios encontrados, em particular, no Laboratório de Geoquímica, no laboratório de Raios-x e na Imprensa Universitária, através do Prof. Dr. Hubert Roeser, Prof. Dr. Jório Coelho, Profa. Ms. Selma Maria Fernandes, e do Sr. José Geraldo de Araújo;

a ALCAN Alumínio do Brasil S.A., pelo apoio infra-estrutural para os trabalhos de campo e de laboratório, confeccionando a análise química de um grande número de amostras. Meu agradecimento especial aos funcionários desta empresa, geólogos Aldo Grossi e Edson Borba e ao Sr. Roque José das Graças;

a MBR, Minerações Brasileiras Reunidas S.A., através do geólogo João Carlos Moreira Gomes, e a Magnesita S.A., em especial, aos geólogos Vicente de Paula Oliveira, Paulo Seco, e Lauro Casals e, ao Sr. Scarpelli, que permitiram-me o acesso à área, a todos os seus dados e amostras;

aos funcionários do IG-USP, em especial, à Sra. Elaine Aparecida G. Sinfrônio, Srta. Mirtes Regina M. Fabiano, Sr. Samuel Pedro Egydio, Sr. Cláudio Hopp, Sr. Valdir José Isaias, Srta. Anália Felipe, Sra. Nírcia Maria Brandão, Srta. Rosana de Cássia M. Oliveira e Sra. Maria Madalena B. M. Ventura;

aos funcionários do DEGEO/UFOP, em especial ao Sr. José das Dores Silva, Sra. Mara Nel M. T. Faria, Sra. Zélia da Silva, Sr. João Raimundo de Souza Silva, Sr. Wanderley Ferrelira de Souza e Sr. Wandir Geraldo Maia, que contribuíram com boa vontade e

simpatia:

ao Plano Individual de Capacitação de Docentes, PICD, e a Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo, FAPESP, cujo apoio financeiro foi imprescindível para a realização deste trabalho;

a Itacolomi Foto-Ótica (Ouro Preto), em especial ao Sr. José de Souza Lima e Sr. Márcio Eustáquio de Souza pelo primoroso trabalho;

finalmente, agradeço aos meus amigos e colegas, que embora não mencionados, tenham cooperado, de forma direta ou indireta, para a finalização deste trabalho.

RESUMO

As Jazidas de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Oculos, encontram-se na calha do Sinclinal da Moeda, sobre rochas do Grupo Itabira. A heterogeneidade litológica deste grupo, propicia uma alteração geoquímica diferenciada, culminando com a formação de depressões, cujo conjunto encontra-se envolvido por vertentes, associadas às cristas constituídas por Itabiritos. Desta forma, três unidades morfológicas são definidas na área, as unidades de alta, média e baixa vertente.

As unidades de alta e média vertente são capeadas por uma couraça ferruginosa isalterítica, a interface entre a média e baixa vertente por uma couraça alumino-ferruginosa e, a unidade de baixa vertente por um material argiloso, predominantemente caulínico.

Na unidade de baixa vertente, onde se localizam as Jazidas em estudo, dois perfis de alteração se sobrepõem em discordância estrutural. Um perfil inferior, cuja evolução se deu "in situ", à partir dos filitos carbonáticos do Grupo Itabira e, um perfil superior alóctone, oriundo da deposição de fragmentos laterizados, pertencentes às pretéritas couraças alumino-ferruginosas desenvolvidas na média vertente.

Na unidade de baixa vertente, condições de hidromorfia são atuantes, propiciando o desenvolvimento de mecanismo de deferruginização sobre ambos jazimentos, que concorre para a formação de expressiva fácies bauxítica, na Jazida de Bauxita,

acompanhado ou seguido de uma importante silicificação, na Jazida de Caulinita, tendo como consequência a formação de significativa fácies caulinitica.

ABSTRACT

The Kaolinite and Bauxite ore deposits of Vargem dos Oculos are situated at the Moeda Syncline trough, lying over rocks of the Itabira Group.

The lithological heterogeneity of this Group, provides a differentiated geochemical alteration, which induces the formation of depressions and slopes, associated to Itabirite crests. Morphological units, therefore, can be defined, the upper middle and low slope.

The upper and middle units are covered by an alterite iron crust; the interface between the middle and low one by an alumino-ferruginous crust and the low slope unit by an argillaceous material, predominantly kaolinitic.

At the low unit, where the deposits are located, two alteration profiles are overlaid in structural unconformity. An inferior one, with an "in situ" evolution from carbonate phyllites of the Itabira Group and the superior one allochthonous is derived from deposition of fragmented material of ancient alumino-ferruginous crusts, developed at the middle slope.

At the low unit a hydromorphic environment and reducing conditions predominate. This leads to the development of deferruginization, on both deposits and forming expressive bauxitic facies, in the Bauxite deposit. Such mechanism is accompanied or followed by a silicification, at the Kaolinite deposit, with the formation of significant kaolinitic facies.

APRESENTAÇÃO

Os depósitos de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Oculos, por sua posição geomorfológica, dentro de um importante compartimento estrutural do Quadrilátero Ferrífero e, por interesses econômicos foram abordados em diferentes trabalhos (POMERENE 1964; BARBOSA & RODRIGUES 1965, 1967; FLEISCHER & OLIVEIRA 1969; DORR 1969; BARBOSA 1980; SOUZA 1983) que se basearam na análise global dos horizontes, considerando-os como meios homogêneos. Como resultado, controvérsias quanto a sua gênese surgiram, embora haja um consenso entre os autores quanto ao carácter alóctone destes depósitos, com relação ao substrato rochoso.

O presente trabalho tem por objetivo caracterizar, dentro dos perfis estabelecidos nas jazidas, as transformações mineralógicas e geoquímicas e, determinar a organização microestrutural dos materiais, observando a possibilidade de uma correlação genética entre as fácies, suas distribuições em sequências laterais e o relacionamento com as unidades morfológicas diferenciadas na área.

Para uma melhor clareza na exposição dos dados e das interpretações, o estudo genético das Jazidas de Caulinita e Bauxita será apresentado em cinco capítulos, que podem ser agrupados em três partes.

A primeira parte, que engloba os capítulos I e II, é destinada a uma sucinta apresentação do meio físico, no que se refere a geologia, ao clima e a geomorfologia da região e, da

metodologia empregada no desenvolvimento do trabalho.

A segunda parte, que engloba os capítulos III e IV, é dedicada ao estudo petrológico das unidades definidas nas jazidas. Esta análise tem por desígnio investigar os mecanismos e o sentido das transformações estruturais, mineralógicas e geoquímicas.

Na terceira parte, que abrange o capítulo V, as jazidas serão situadas no seu contexto geomorfológico e geológico, de modo a estabelecer as ligações existentes entre as unidades morfológicas, as formações geológicas e, propor uma interpretação genética e o relacionamento com a evolução do relevo.

CAPÍTULO I

O MEIO FÍSICO

1.1 - SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

As jazidas de caulinita e bauxita de Vargem dos Oculos, se localizam na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero (figura 1.1), às margens da rodovia BR-040 (Rio de Janeiro - Belo Horizonte), a 15,5 Km de Belo Horizonte, centro-sul do estado de Minas Gerais, Brasil, abrangendo uma área de aproximadamente 50 ha.

Segundo o mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero, convênio USGS/DNPM (1946-1962), encontram-se inseridas na quadrícula de Macacos, entre as coordenadas geográficas $20^{\circ} 02' 30''$ e $20^{\circ} 05' 00''$ S; $44^{\circ} 00' 00''$ e $44^{\circ} 57' 30''$ W.

1.2 - CLIMA

O clima do Quadrilátero Ferrífero é subtropical, sendo desconhecidas temperaturas extremas. A temperatura máxima raramente excede 30°C e a temperatura média anual é ligeiramente inferior a 20°C .

A precipitação média anual é cerca de 1500 mm, com valores maiores para a região (sudeste). Dois terços da precipitação anual ocorre de dezembro a abril e os meses de junho e julho passam sem significantes chuvas. (GAIR 1962, POMERENE 1964).

1.3 - GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero (figura 1.1) é uma área clássica da geologia pré-cambriana deste país, que tem sido intensamente mapeada, estudada e prospectada por um grande

LEGENDA

- Supergrupo Itacolomi
- Supergrupo Minas (mu), c/Itabirito
- Supergrupo Rio das Velhas
- Embasamento cristalino
- Rochas ultra-básicas e básicas
- Folha de empurrão
- Jazidas de Caulinita e Bauxita

FIG. 1.1 — Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de DORR & BARBOSA 1963).

número de pesquisadores desde o final do século passado.

A região é constituída por gnaisses, granitos e rochas cristalinas similares, intrusivas máficas e ultramáficas de idades diferentes e, por rochas metassedimentares precambrianas com uma espessura mínima de 14.000 m.

A estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, primeiramente proposta por HARDER & CHAMBERLIN (1915a,b), foi reformulada por DORR (1969) e, recentemente modificada por LADEIRA (1980) (Tabela 1.1).

A fisiografia da região obedece a um controle litológico e estrutural, que reflete uma complexa história deformacional (DORR 1969, LADEIRA & VIVEIROS 1984). Importantes feições estruturais, com preservação das rochas das unidades basais do Supergrupo Minas, constituem a região, dentre as quais o Sinclinal da Moeda, localizado na porção oeste do Quadrilátero Ferrífero, onde encontram-se inseridas as jazidas em estudo.

O Sinclinal da Moeda, de direção NS e com cerca de 40 Km de comprimento, tem as abas marcadas por linhas de cristas, causadas pela maior resistência à erosão das rochas dos grupos Caraça e Itabira. O flanco oeste, conhecido como Serra da Moeda, mergulha regularmente para leste com ângulos variando entre 30° e 40°. O flanco leste, conhecido como Serra de Itabirito, é mais complexo, com suas camadas apresentando em grande extensão mergulhos sub-verticais ou invertidos, com ângulo médio de 45° para E. Ao norte o Sinclinal da Moeda funde com a estrutura da Serra do Curral, sendo que a parte sul da junção é marcada por falhamentos e

Tab. I.1 - Coluna estatística do Quadrilátero Ferrífero, segundo DOR (1969), a esquerda, e modificação proposta por LAMPERT (1980) à direita.

[illegible]

dobramentos (POMERENE 1964, PIRES 1979).

A área estudada é circundada predominantemente por rochas das unidades basais dos Supergrupos Minas e Rio das Velhas (POMERENE 1964, figura 1.2) cuja descrição será dada a seguir.

Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas foi definido por DORR et al. (1957) para englobar rochas metassedimentares e metavulcânicas mais antigas que as do Supergrupo Minas. Estas rochas foram divididas por estes autores em dois grupos, o Grupo Nova Lima, mais antigo, e o Grupo Maquiné, mais jovem.

O Supergrupo Rio das Velhas constitui uma sequência arqueana tipo "greenstone belt", conforme sugerido por ALMEIDA (1976) e SCHORSCHER (1976), definido por SCHORSCHER (1978, 1979) e, posteriormente por LADEIRA (1980).

Nas proximidades da área em estudo, ocorrem somente as rochas do Grupo Nova Lima (figura 1.2), sendo constituído por xistos verdes, quartzitos e metavulcânicas (POMERENE 1964, PIRES 1979).

Supergrupo Minas

As rochas proterozóicas do Quadrilátero Ferrífero, foram primeiramente descritas por DERBY (1906), e, posteriormente HARDER & CHAMBERLIN (1915a,b) dividiram o Supergrupo Minas em Quartzito Caraça, Xisto Batatal, Formação Ferrífera Itabira, Formação Piracicaba e Quartzito Itacolomi. O Quartzito Itacolomi foi separado do Supergrupo Minas e elevado a categoria de grupo por GUIMARAES (1931).

LEGENDA

CL - Cobertura Laterítica

GRUPO ITABIRA { FG - Formação Gandarela
FC - Formação Cauê

GRUPO CARAÇA { FB - Formação Batatal
FM - Formação Moeda

GRUPO NOVA LIMA { GNL

d - Dique básico

JC - Jazida de Caulinita

JB - Jazida de Bauxita

ESCALA

0 1000 m

FIG. I - 2 - Mapa geológico da região de Vargem dos Óculos,
(Modificado de Pomerene 1964).

DORR et al. (1957), com base na classificação das rochas sedimentares clásticas e químicas, dividiram o Supergrupo Minas em três grupos. Um grupo inferior, predominantemente clástico, denominado Grupo Caraça, que compreende as formações Moeda (WALLACE 1958) e Batatal (MAXWELL 1958); um grupo intermediário, predominantemente químico, denominado Grupo Itabira, que compreende as formações Cauê (DORR 1958a) e Gandarella (DORR 1958b); e, um grupo superior, predominantemente clástico, que compreende as formações Cercadinho (POMERENE 1958a), Tabões (POMERENE 1958b) e Barreiro (POMERENE 1958c), a Formação Fecho do Funil (SIMMONS 1958) e a Formação Sabará (GAIR 1958).

O Supergrupo Minas assenta em discordância erosiva e angular sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (RYNEARSON et al. 1954). Em certas partes, o Supergrupo Minas é sobreposto em discordância angular e erosiva pelo Grupo Itacolomi, que, na área em estudo, encontra-se ausente.

Considerando-se que, na área em questão, o Supergrupo Minas é representado somente pelos grupos Caraça e Itabira (POMERENE 1964, PIRES 1979), um maior enfoque será dado para estas unidades.

Grupo Caraça

O Grupo Caraça (DORR et al. 1957) consiste de metaconglomerados, quartzitos e filitos. Subdivide-se em Formação Moeda (WALLACE 1958) e Formação Batatal (MAXWELL 1958).

Formação Moeda

A Formação Moeda foi subdividida por WALLACE (op. cit) em tres membros. Um membro inferior constituído por metaconglomerados e quartzitos médios a grosseiros, com intercalações filitosas; um membro intermediário, constituído de quartzitos finos e filitos; e, um membro superior constituído por quartzitos e metaconglomerados. PIRES (1979) e GUERRA & QUADE (1980) também identificaram estes membros.

DORR (1969) redescreveu a Formação Moeda como constituída por duas fácies intergradacionais, uma mais grosseira e outra mais fina.

RYNEARSON et al. (1954) descreveram uma discordância angular e erosiva entre a Formação Moeda e o Grupo Nova Lima. POMERENE (1964) e PIRES (1979), também confirmaram a natureza deste contato, entretanto PIRES (op. cit.), em muitos lugares, nas proximidades da área em estudo, descreve o contato por falha.

Formação Batatal

A Formação Batatal (MAXWELL 1958), descrita originalmente como Xisto Batatal (HARDER & CHAMBERLIN 1915 a,b) consiste, predominantemente, de filitos ferruginosos, grafitosos e carbonáticos, e de dolomitos.

PIRES (1979) dividiu a Formação Batatal em duas principais litologias: uma unidade basal, composta essencialmente de sericita-xisto; e, uma unidade superior, constituída por rochas máficas e ultramáficas.

A Formação Batatal assenta, concordantemente, sobre as

litologias da Formação Moeda, entretanto, segundo PIRES (op. cit), na área em destaque, este contato é usualmente oculto.

Grupo Itabira

O Grupo Itabira, predominantemente constituído por rochas sedimentares químicas, como Itabiritos e dolomitos, foi originalmente descrito como Formação Itabira por HARDER & CHAMBERLIN (1915 a,b) e, redefinido por DORR et al. (1957). DORR (1958 a,b) subdividiu-o em duas unidades intergradacionais, as formações Cauê e Gandarela; entretanto, dada a natureza deste contato, em muitos locais este grupo é indiviso.

O Grupo Itabira, sob o ponto de vista econômico, é o mais importante da região e, é o que apresenta maior interesse neste trabalho, por constituir o substrato das jazidas em estudo.

Formação Cauê

O Itabirito, principal componente litológico desta formação, forma proeminente relevo, caracterizado por cristas irregulares e escarpadas, "hogbacks", e, por platôs lateríticos localmente denominados de "chapadas de canga".

A espessura da Formação Cauê é um tanto variável e não determinável precisamente, devido a dobramentos, ao caráter dúctil da rocha e a impossibilidade de uma definição precisa dos contatos basais e de topo. Em áreas pouco perturbadas por deformações locais, como as abas do Sinclinal da Moeda, a espessura varia de 300 a 500 m. Em áreas axiais de dobras, como ao norte da

Serra da Moeda, pode ter uma espessura superior a 1000 m (POMERENE 1964, DORR (1969)).

A Formação Cauê é composta de Itabirito, Itabirito dolomítico, Itabirito anfíbolítico, com intercalações de filitos e mármore. Leitos xistosos e filíticos, concordantes com o bandamento, são interpretados como sills injetados antes do metamorfismo Minas (DORR 1969).

Nas proximidades das jazidas em estudo, VIEL et al. (1987), identificaram cinco litofácies distintas na Formação Cauê: Itabirito, Itabirito dolomítico, Itabirito ferruginoso, filito dolomítico e metachert. Para POMERENE (1964) e, mais recentemente, para VIEL et al. (op. cit.), o processo intempérico sobre as fácies carbonáticas favoreceu o enriquecimento em ferro.

Os contatos superior e inferior da Formação Cauê são de natureza gradacional. Comumente na base a gradação é marcada pelo aparecimento de hematita no filito Batatal e no topo, pela substituição do Itabirito silicoso, pelo Itabirito dolomítico (DORR 1969).

Formação Gandarela

A Formação Gandarela, definida por DORR (1958b), é constituída por dolomitos, filitos dolomíticos, Itabiritos dolomíticos e filitos.

A Formação Gandarela tem uma larga distribuição no Quadrilátero Ferrífero. Sua espessura é variável, apresentando na parte norte da Serra da Moeda cerca de 500 m. Assenta concordantemente sobre a Formação Cauê, em contato gradacional, e

é sobreposta pelo Grupo Piracicaba, localmente em discordância erosiva.

Para DORR (1958b) o limite do contato da Formação Gandarela com a Formação Cauê subjacente, seria onde o itabirito dolomítico ou dolomito, torna-se predominante sobre o itabirito. Entretanto, segundo DORR (1969), o filito dolomítico da formação Gandarela pode assentar diretamente sobre o itabirito Cauê e, em muitas regiões estes filitos constituem partes importantes da Formação Gandarela.

A expressão fisiográfica da Formação Gandarela é distintiva, sendo comum a presença de sumidouros, lagos e depressões rasas (DORR 1969). Contudo, pobres exposições impedem uma cartografia acurada de seus contatos, assim como solos e cangas, obstruem a maior parte das possibilidades de afloramento desta unidade.

Grande parte das litologias da Formação Gandarela tem sido mapeada com base em seus produtos de intemperismo e, somente uma pequena parte, com base em afloramentos (POMERENE 1964). Filitos dolomíticos alteram rápido e profundamente originando um saprólito similar em aparência mas um tanto esponjoso em relação àqueles formados de outros filitos. Depósitos de Mn; a ocorrência de um material pulverulento e preto, denominado "borra de café" ("brown splash rock", GUILD 1957), constituído por sílica, hidróxidos de ferro e manganês; uma pigmentação amarela; e, magnetita octaédrica, são também critérios de campo indicadores da Formação Gandarela. Segundo DORR (1969) muitos depósitos bauxíticos estão relacionados aos dolomitos argilosos e filitos

dolomíticos da Formação Gandarela.

PIRES (1979), em seu trabalho na junção da Serra do Curral com a Serra da Moeda, descreve ser a Formação Gandarela constituída na base por magnetita-clorita-xisto, derivados de rochas vulcânicas máficas e por lentes dolomíticas. Segundo este autor, os xistos verdes são bem foliados e se alteram para um saprólito argiloso com estrutura preservada.

Segundo PIRES (op. cit.) lentes dolomíticas com estromatólitos dentro de rochas vulcânicas máficas sugere um ambiente similar àqueles encontrados em recentes barreiras de recife.

A presença de rochas vulcânicas na Sequência Minas tem sido registrada por GUIMARAES (1935, 1951, 1964), GUILD (1957), JOHNSON (1962), SIMMONS (1968) e DORR (1969).

Depósitos Terciários e Quaternários.

Depósitos Terciários e Quaternários do Quadrilátero Ferrífero, consistem em aluviões, colúvios com matacões de minério de ferro, canga, argila, arenito, que podem conter associados materiais de valor econômico, como bauxita e caulinita.

Durante os trabalhos de mapeamento realizado pelo convênio DNPM-USGS foi identificado um material denominado "mudstone" (GUILD 1957), cuja relação espacial com as rochas do Supergrupo Minas e com as antigas superfícies de erosão, tem levado a várias interpretações da sua origem.

GUILD (op. cit) descreveu o "mudstone" como produto de intemperismo de dolomitos da Formação Gandarela no distrito de

Congonhas, a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero.

Através de exposições do "mudstone" em outras áreas do Quadrilátero Ferrífero, contendo fragmentos angulares de itabiritos e de veios de quartzo, autores como JOHNSON (1962), GAIR (1962), DORR (1969), sugerem a possibilidade de uma origem detrítica para este material.

POMERENE (1964) atribui a este material uma origem "in situ", a partir do intemperismo de dolomitos ferruginosos e silicosos, associado a um pequeno transporte por solifluxão e deslizamento; os fragmentos de itabirito, veios de quartzo e quartzito, ocorrentes na base, representam fragmentos da formação original não laterizados.

WALLACE (1965) explica a origem do "mudstone" pela erosão recente de depósitos lateríticos, em decorrência dos elevados teores de TiO_2 (4 - 5 %), apresentados por algumas ocorrências na quadrícula Lagoa-Grande, ao sul da área em estudo.

DORR (1969) caracteriza esse depósito como massas de argila laterizada, não plástica, não estratificada, afossilífera, mosqueada, contendo grãos de quartzo disseminados numa proporção de aproximadamente 1% da rocha e que nunca grada para o saprólito. Entretanto, este autor para explicar o elevado teor em TiO_2 , propôs a hipótese de uma contribuição vulcânica, relacionada ao vulcanismo da região sudeste do país, cuja idade não difere muito da proposta por KING (1956), para a superfície Pós-Gondwana. Tal hipótese permitiria explicar o fato destas ocorrências estarem limitadas a um determinado intervalo

altimétrico relacionado ao ciclo Pós-Gondwana (WALLACE 1965, DORR 1969). Segundo DORR (op. cit) a íntima associação do "mudstone" com a Formação Gandarela deve-se a sua expressão fisiográfica, que propicia um ambiente ideal para deposição do material e sua laterização.

Para MAXWELL (1972) as ocorrências de mudstone no distrito de Alegria, centro leste do Quadrilátero Ferrífero, constituem um saprólito de rocha vulcânica.

Desta forma, observa-se que a gênese do "mudstone" é foco de várias interpretações, obtidas por diversos autores sobre depósitos localizados em regiões diferentes, sem haver um estudo correlativo entre eles; existindo portanto, a possibilidade de se tratarem de materiais diferentes.

Citações da ocorrência e gênese do "mudstone", nas proximidades da área em estudo, são feitas por DORR (1969), genericamente no platô Moeda, atribuindo-lhe uma origem sedimentar com contribuição vulcânica. Entretanto, nenhuma correlação é feita com as jazidas de caulinita e bauxita.

POMERENE (1964) indica uma ampla faixa de depósitos lacustres e de enchimento de vales, localizados no sopé da Serra da Moeda (figura 1.2), e, apresenta-os como sendo de idade Terciária ou Quaternária. As jazidas de caulinita e bauxita em questão encontram-se inseridas nestes sedimentos.

1.4 GEOMORFOLOGIA

O desenvolvimento fisiográfico do Quadrilátero Ferrífero foi condicionado pelas características litológicas, estruturais e morfogenéticas (HARDER & CHAMBERLIN 1915 a,b):

BARBOSA 1960, 1980; BARBOSA & RODRIGUES 1964, 1965, 1967; TRICART 1961; DORR 1964, 1969).

Em toda a extensão do Quadrilátero Ferrífero observa-se um domínio altimétrico nos trechos correspondentes aos grupos Caraça e Itabira, que registram o forte trabalho erosivo diferencial, aliado ao controle estrutural. Os metassedimentos destes grupos formam pelo menos duas arestas: a Serra do Curral del Rei, ao norte, e a Serra da Moeda, a oeste. As arestas sul e leste não são tão precisamente delineadas, entretanto, dois acidentes se destacam, a Serra do Ouro Branco e a Serra do Caraça, respectivamente.

Esses quatro acidentes do relevo, encontram-se nitidamente sobreelevados em relação às áreas deprimidas envolventes, constituídas por formações cristalinas, cujo relevo de colina com cristas arredondadas resulta da dissecação de uma superfície que se coloca atualmente ao nível de 800 m - 900 m de altitude (HARDER & CHAMBERLIN 1915 a,b). Na porção interna do Quadrilátero Ferrífero o contraste é menor, pois as rochas xistosas do Grupo Nova Lima dão relevo em colinas com cristas alongadas, não muito escavadas, formando um conjunto de maciços a 1000 - 1100 m de altitude (TRICART 1961).

A erosão que se instalou no Quadrilátero Ferrífero até o fim do Mesozóico modificou a organização paleogeográfica pré cambriana (HARDER & CHAMBERLIN 1915 a,b) e toda a evolução do relevo resulta de processos erosivos e paleoclimáticos, ocorridos depois do soerguimento de todo o conjunto no Cretáceo (BARBOSA & RODRIGUES 1965, KING 1956, DORR 1964). Entretanto, a superfície

cimeira não sustenta nenhum depósito datável que possibilitasse a determinação da idade do aplainamento (BARBOSA & RODRIGUES 1967). É o prolongamento desta superfície para dentro da Bacia do São Francisco, onde ela está coberta por sedimentos cretáceos, que permite sua datação indireta dentro do Quadrilátero Ferrífero, caracterizando-a como aplainamento de idade cretácea (KING 1956).

Desde as primeiras observações efetuadas por HARDER & CHAMBERLIN (1915 a,b), outros níveis de erosão preservados no Quadrilátero Ferrífero foram identificados. KING (1956), numa tentativa de correlacionar estes níveis a outros existentes na região leste do Brasil, definiu e datou três superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. DORR (1969), lista oito principais níveis de erosão, dentre os quais, os três definidos por KING (op. cit). BARBOSA (1980) escreve sobre a impossibilidade de se constatar níveis de aplainamentos regionais que pudessem ser seguramente mapeados e datados, mas identifica aplainamentos posicionados em diferentes níveis altimétricos, interpretando-os como fases de pediplanação distintas, intercaladas por períodos de dissecação.

A superfície cimeira do Quadrilátero Ferrífero, definida por KING (1956) como de idade Cretácea, mantém uma íntima correlação lito-estrutural: suas melhores extensões estão sobre flancos de antigos sinclinais e anticlinais, cujas rochas constituintes são quartzitos e itabiritos, como no caso do sinclinal da Moeda. Sobre os itabiritos encontra-se relacionado um revestimento de canga, que, segundo BARBOSA 1960, é de mesma

idade que a superfície cimeira é de grande significado geomorfológico: TRICART (1961) interpreta-o como consequência de oscilações climáticas.

Segundo BARBOSA & RODRIGUES (1965, 1967) a posição altaneira das couraças do pediplano Cretáceo e a presença de um segundo nível de pediplano, que corresponde a superfície Pós-Gondwana de KING (1956), levam a explicações da retomada de erosão, para um linha de raiocínio, onde as oscilações climáticas sejam devidamente consideradas. Assim, segundo estes autores, na base das vertentes de quartzitos e itabiritos couraçados, durante um período de estação seca bem marcada, foi elaborado um aplainamento. Do ponto de vista da evolução do relevo, este nível foi formado depois de um rejuvenescimento da superfície cimeira, e condicionado a fatores lito-estruturais, cuja importância é atestada pela distribuição espacial deste pediplano pós-Cretáceo, em torno de 1300-1350 m, desenvolvido sobre rochas de resistência média, que ocupam o centro dos sinclinais e anticlinais.

No Sinclinal da Moeda BARBOSA & RODRIGUES (1965, 1967) consideram este segundo nível de erosão ou superfície Pós-Gondwana (de idade cretácica superior, segundo King 1956), como pediplano pliocênico, por correlação com a cobertura de canga existente sobre os sedimentos Fonseca e Gandareia, Leste do Quadrilátero Ferrífero, datados como pliocênicos (GORCEIX 1876, 1884; DUARTE 1958). Entretanto essas interpretações são questionáveis, uma vez que em trabalhos mais recentes, DUARTE & MELLO FILHA (1980) e LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF (1981),

encontraram idades mais antigas para estes depósitos (Mioceno e Eoceno, respectivamente), corroborando a datação de KING (1956).

A fase erosiva que elaborou o terceiro nível, superfície Sulamericana (KING 1956), atingiu a estrutura ao nível do Grupo Nova Lima. Como este grupo é constituído por rochas genericamente tenras, essa fase pode ser considerada como a mais importante para efeito da elaboração do relevo regional (BARBOSA & RODRIGUES 1965, 1967).

Segundo BARBOSA & RODRIGUES (1965, 1967) o relevo atual do Quadrilátero Ferrífero mostra fatos importantes, como o traçado definitivo da drenagem, a abertura exorréica dos paleoplanos pliocênicos, inversão das estruturas dobradas, definição do relevo apalacheano, que são atribuídos à fase climática úmida pós-pliocênica.

Segundo BARBOSA & RODRIGUES (1964) e TRICART (1961) o interior do Sinclinal da Moeda, constitui um extenso e desenvolvido glacis de sopé, preservado em decorrência da proteção lito-estrutural, representada pelas rochas mais resistentes presentes nos flancos da estrutura. As pequenas drenagens que rompem as abas do Sinclinal não foram suficientes para transformar o seu interior em uma região dissecada (BARBOSA 1980). Neste local, inúmeras paleoplayas (BARBOSA & RODRIGUES 1965, 1967), bacias endorreicas, dolinas (DORR et al. 1960, BARBOSA 1980), depósitos lacustres e de enchimento de vales (POMERENE 1964) pontilham a região, merecendo destaque os depósitos argilosos e bauxíticos de Vargem dos Oculos.

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados neste trabalho e apresentados sucintamente a seguir, são bem conhecidos e empregados por geólogos e pedólogos, no estudo de formações superficiais.

11.1 - FOTOINTERPRETAÇÃO E RECONHECIMENTO DE CAMPO

A delimitação da extensão total da área em estudo, bem como observações preliminares de caráter geo-pedológico, foram efetuadas através da fotointerpretação e reconhecimento de campo.

O estudo e mapeamento geológico efetuado por POMERENE (1964) na região, nos auxiliou na caracterização e reconhecimento das formações geológicas locais. Os mapas geológicos elaborados por este autor, na escala 1:25.000, forneceram subsídios para o conhecimento da estratigrafia local, do padrão estrutural, e da extensão ocupada pelas formações geológicas ocorrentes na área, e, que serviram de substrato, sobre o qual se encontram as jazidas em estudo.

Os estudos aerofotográficos tiveram por objetivo a identificação e reconhecimento de elementos básicos e comuns às diversas abordagens propostas para o estudo das jazidas. Assim, sobre fotos 1:25.000, foram lançados em toda área adjacente às jazidas, o traçado da drenagem, delineadas as formas apresentadas pelo relevo, as rupturas de declive e delimitadas as formações superficiais homólogas.

11.2 - CONTROLE E LEVANTAMENTO DE DADOS

Paralelamente às observações fotointerpretativas e, de

posse de um mapa geológico básico geral (POMERENE 1964) e de mapas topográficos das jazidas em questão, cedidos pelos companhias MBR (Minerações Brasileiras Reunidas S.A.) e Magnesita S.A., iniciaram-se os levantamentos de dados da área em estudo.

Os estudo das jazidas de Caulinita e Bauxita, que constituem uma lavra a céu aberto (foto 11.1, figura 11.1), foi realizado, no primeiro caso, através das várias bancadas expostas, abrangendo uma espessura total de 25 m e, no segundo caso, na frente da lavra, abrangendo uma espessura aproximada de 8 m a 15 m.

As amostragens foram efetuadas do nível inferior para o superior, à partir de um perfil principal P1 (figura 11.1), para a Jazida de Caulinita e um perfil P'1 para a Jazida de Bauxita. As variações laterais foram caracterizadas por dois outros perfis complementares (P2 e P3), na Jazida de Caulinita, associados a algumas amostras particulares.

Para a caracterização da jazida dentro do contexto geológico e geomorfológico, uma série de pontos distribuídos nas adjacências, em locais relacionados a determinadas posições no relevo, foram descritos e amostrados. Amostras adicionais de furos de sondagem, e dados de poços cedidos pelas empresas MBR e Magnesita S.A., também foram utilizados neste estudo.

As amostragens foram acompanhadas de fotografias e observações macromorfológicas, através da descrição da textura, estrutura, cor, consistência, constituintes e da espessura do material. Foram coletadas amostras para fins de análise química, mineralógica e, amostras indeformadas para análise micromorfológica.

LEGENDA

P₁ Perfil
 • Poço
 FSD Furo de sondagem

FIG. II - I - Mapa de localização dos perfis, poços e furos de sondagem perfurados pelas empresas, ALCAN, Magnesita S.A e MBR, (Fonte: MBR-01/1983).

11.3 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Os trabalhos de laboratório visaram a caracterização mineralógica, micromorfológica e geoquímica do material, tendo em vista os objetivos propostos.

11.3.1 - Análise Mineralógica

Sob o ponto de vista mineralógico as amostras foram caracterizadas a partir de vários métodos.

11.3.1.1 - Difração de Raios-x

O reconhecimento preliminar dos constituintes das amostras, em laboratório, foi feito através da análise mineralógica por difração de raios-x.

A preparação das amostras, amostra total, consiste na pulverização e homogeneização, para posterior montagem das lâminas a serem processadas. Quando da confecção dessas lâminas, as amostras foram colocadas e pressionadas na concavidade de um suporte plano e, também foram preparadas com orientação preferencial das partículas, através do espalhamento com espátula sobre a lâmina de vidro.

Este método foi também utilizado para a determinação qualitativa dos diversos volumes constituintes do fundo matricial, separados manualmente através de pinças e brocas de uso odontológico.

As amostras foram analisadas no DEGEO/UFOP e no IG/USP, através do difratômetro de marca Rigaku, Geigerflex. As

condições instrumentais foram as seguintes: ânodo de Cu e Co, voltagem 35 Kv, corrente 15mA, e 10 mA, velocidade do goniômetro 4°/mm, 2°/mm e 1°/mm, velocidade do papel 20 mm/minuto.

As interpretações dos resultados obtidos, através da leitura dos difratogramas tiveram como obras bases: BRINDLEY & BROWN 1980, GRIM 1968, BERRY 1974 e BROWN 1961.

11.3.1.2 - Análise Térmica Diferencial

A análise térmica diferencial foi utilizada como método auxiliar na avaliação da cristalinidade da caulinita.

Esta técnica foi empregada para amostras totais. A partir de um material previamente seco, a 50°C, e moído num grau de ágata, pesou-se 1 mg, que foi uniformemente compactado dentro da termo-cápsula e submetido a aquecimento até 1000 C, num aparelho da Rigaku. O padrão de referência adotado, termicamente inerte, foi a alumina calcinada. Os termogramas obtidos foram registrados numa velocidade de 2,5 mm/min e taxa de aquecimento de 10°C/min.

A interpretação dos termogramas teve como obra base MACKENZIE (1957).

11.3.1.3 - Análise de Minerais Pesados

Este método foi utilizado para a identificação de uma pequena percentagem de minerais (< 1%), constituintes das amostras.

A técnica de separação desses minerais, baseada na diferença de densidade e de susceptibilidade magnética, teve como referência bibliográfica PARFENOFF et al. (1970). Para tal, a

amostra foi desagregada, submetida ao tratamento com ácido oxálico ($\text{COOH} - \text{COOH}$), para eliminação das películas ferrugíneas aderentes aos grãos, e, separada granulometricamente em diferentes classes, dentro do intervalo de 0,250 a 0,062 mm.

De posse das diferentes classes procedeu-se à separação magnética manual, seguida da separação densimétrica, utilizando o bromofórmio (CHBr_3) como líquido denso.

Após a separação dos minerais pesados, efetuou-se a confecção de lâminas delgadas, para posterior identificação dos mesmos através do microscópio polarizante.

11.3.2 - Análise micromorfológica

Para o estudo micromorfológico, que é o método empregado para a análise de amostras indeformadas de rochas alteradas e solos, através, principalmente, da análise microscópica, é necessário, primeiramente, impregnar os materiais.

11.3.2.1 - Impregnação

Devido à baixa coesão dos materiais, para a confecção das lâminas delgadas, as amostras foram submetidas a um adequado endurecimento (VERBEKE 1969) de modo a suportar o processo de laminação, sem prejuízo das estruturas.

Neste processo de impregnação, que ocorre sob vácuo, em dessecador, utilizou-se duas substâncias em função da natureza textural e da permeabilidade da amostra. Desta forma, para as mais argilosas, empregou-se o verniz ISO 1210, com diluente ISO

102 (PARISOT et al 1985) numa relação em torno de 6:4 e, para os materiais mais permeáveis e com poros superiores a 2 mm, a resina polylite pré-acelerada, t-208, diluída com monômero de estireno (cerca de 35 ml para 100ml de resina, associando-se 3 a 4 gotas do catalizador, peróxido de metil etil cetona).

Depois de endurecidas, as amostras são fatiadas e a superfície a ser laminada é reimpregnada. Com o uso do verniz, esta reimpregnação é também realizada sob vácuo, e, com os mesmos constituintes da impregnação, já com o uso da resina, esta reimpregnação é feita em meio aberto, utilizando-se a resina diluída em acetona, numa proporção 1:1, com 2 a 3 gotas do catalizador.

11.3.2.2 - Estudo Micromorfológico

O estudo micromorfológico comporta uma primeira fase descritiva e analítica (natureza, forma e arranjo dos constituintes), a partir da qual pode-se deduzir certas conclusões quanto a origem dos constituintes, suas organizações e os seus posicionamentos hierárquicos.

A terminologia utilizada para a descrição das lâminas delgadas, embora seja de uso corrente, é dada resumidamente abaixo, de acordo com BREWER (1964), BOULET (1974) e CURI et al (1985).

Constituintes do Material de Solo

O fundo matricial é, por definição (S.Matrix, BREWER 1964), o material composto por agregados elementares (ou pelos materiais não agregados), nos quais se situam as feições pedo-

lógicas. É constituído essencialmente pelos grãos do esqueleto, plasma e vazios.

O esqueleto, segundo BOULET (1974) é o conjunto de minerais primários de tamanhos suficientes para serem identificáveis ao microscópio óptico.

O plasma, segundo BOULET (op. cit), é o conjunto de partículas de pequenas dimensões, não sendo possível determiná-las opticamente. Os pequenos cristais do plasma podem se organizar em domínios com orientações relativas que se manifestam por uma extinção estriada sob luz polarizada. Os tipos encontrados neste estudo, dentro da classificação das estruturas plásmicas proposta por BREWER (1964), são:

- Plasma asséptico, caracteriza-se pela não orientação relativa dos pequenos cristais, a extinção é pontuada;

- Plasma séptico, apresenta separações plásmicas com padrão de extinção estriada. São subdivididos de acordo com as características dos padrões, como o plasma latisséptico, descrito neste trabalho, que forma uma rede em treliça.

As feições pedológicas, por definição (BREWER 1964), são unidades reconhecíveis num solo, que se distinguem do material vizinho por diferenças na concentração de uma fração do plasma ou no arranjo dos constituintes. As principais feições observadas neste estudo são:

- Cutans, são modificações na textura, estrutura ou trama, em superfícies naturais do material de solo, devido a concentrações de determinados constituintes, ou a modificações "in loco" do plasma. A natureza dos cutans é geralmente

identificada por um prefixo que deriva do nome do constituinte, seguida do prefixo an; por exemplo goetan.

- Glébulas, são unidades tridimensionais, dentro do fundo matricial, reconhecidas por uma maior concentração de algum constituinte e/ou diferença na trama interna ou, porque têm uma transição distinta do material envolvente. Distinguem-se os nódulos e os papules:

. nódulos são glébulas que apresentam uma trama interna indiferenciada, onde pode-se reconhecer a estrutura dos materiais anteriores (litoreliquiais ou pedoreliquiais);

. papules são concentrações principalmente de argila, contínua ou uniformemente orientada.

11.3.3 - Análise Química

As amostras, depois de pulverizadas e homogeneizadas no IG/USP foram analisadas quimicamente na empresa Alumínio do Brasil S.A. (ALCAN) e no DEGEO/UFOP.

Na ALCAN, elementos como Al_2O_3 , SiO_2 total, TiO_2 e Fe_2O_3 , foram analisados por fluorescência de raios-x e a SiO_2 combinada, por espectrofotometria de absorção atômica.

Estes mesmos elementos, exceto a SiO_2 combinada, foram analisados no laboratório de geoquímica do DEGEO/UFOP, pelos métodos convencionais, gravimétrico, para SiO_2 e Al_2O_3 , volumétrico, para Fe_2O_3 e colorimétrico para TiO_2 . Neste mesmo laboratório foram dosados, pelo método de espectrofotometria de absorção atômica, os elementos Ba, V, Ca, Mg, Ni, Na, K, Cr, Sr, Ga.

Dados adicionais de análises químicas de poços de pes-

quisa, cedidos pelas empresas MBR e Magnesita S.A. foram utilizados no estudo das variações geoquímicas.

11.3.4 - Balanço Mineralógico

Sendo as amostras constituídas por uma mistura relativamente simples de minerais, pode-se estabelecer um balanço mineralógico, através dos dados das análises químicas e das análises difratométricas.

O princípio estabelecido para esta avaliação quantitativa, se baseia na idéia do cálculo normativo (CROSS et al 1902). Para tal é necessário conhecer a análise química total da amostra, os minerais constituintes e a fórmula teórica dos mesmos.

As análises difratométricas das amostras estudadas apresenta uma mistura simples de minerais como caulinita, gibbsita, quartzo, hematita, goethita e anatásio.

O balanço quantitativo desses minerais nos diversos pontos amostrados é feito em etapas:

- Cálculo da porcentagem em peso de quartzo, através dos dados de SiO_2 total e SiO_2 combinada.

- Cálculo da porcentagem em peso de caulinita, através da análise de SiO_2 combinada.

- Cálculo da porcentagem em peso de gibbsita, através da porcentagem de Al_2O_3 restante da caulinita.

- Cálculo da porcentagem em peso de goethita utilizando toda a porcentagem de H_2O restante do cálculo da caulinita e gibbsita.

- Cálculo da porcentagem em peso de hematita através do Fe_2O_3 restante de goethita.

- Cálculo da porcentagem em peso de anatásio, diretamente através da porcentagem de TiO_2 .

CAPÍTULO III

JAZIDA DE CAULINITA

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS

O estudo das bancadas da lavra a céu aberto, dos furos de sondagem e das amostras superficiais coletadas na região permitiu estabelecer um perfil típico constituído por 3 grandes unidades (figura III.1), sendo da base para o topo:

- Unidade Inferior Argilosa
- Unidade Intermediária Bauxítica
- Unidade de Recobrimento

III.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS PRINCIPAIS FÁCIES: MACROMORFOLOGIA, MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA

III.1.1 - Unidade Inferior Argilosa

A unidade inferior argilosa, predominantemente de composição caulinitica, é a mais espessa, ocupando na área exposta, cerca de 16 m.

Tres fácies se encontram irregularmente distribuídas nesta unidade, com passagens gradacionais entre uma e outra. Uma fácies de caulinita maciça que passa verticalmente e lateralmente a uma fácies de caulinita com zoneamentos ferruginosos e uma fácies de transição (figura. III.1).

III.1.1.1 - Fácies caulinita maciça

A fácies caulinita maciça apresenta cor gelo, e é cortada por fraturas, segundo várias direções, originando um reticulado que delimita blocos ou fragmentos de tamanhos diferentes (10 cm X 5 cm a 50 cm X 30 cm).

Fig. III.1 - Corte esquemático projetado da Jazida de Caulinita, mostrando a distribuição vertical e lateral das fácies, localização dos perfis verticais e pontos amostrados.

Estas fraturas , embora muito fechadas, com uma abertura inferior a 1 mm, apresentam as paredes revestidas por um material argilo-ferruginoso, formando uma finíssima película de cor castanha-avermelhada.

Os blocos ou fragmentos são compactos, sem porosidade e sem estrutura aparente, apresentando algumas manchas irregulares e difusas, de tonalidade rósea. (foto III.1). Grãos milimétricos de quartzo, angulosos, límpidos ou com halos ferruginosos, encontram-se disseminados na matriz caulinitica, numa proporção inferior a 5%.

Somente a porção superior desta fácies foi observada à partir da exposição na base do perfil central (figura III.1). Lateralmente e localmente torna-se mais fragmentária com zoneamentos ferruginosos sob a forma de manchas e ou lineamentos, (foto III.2), prefigurando a fácies superior.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Ao microscópio, a fácies caulinita maciça caracteriza-se por um fundo matricial constituído por um esqueleto predominantemente quartzoso, um plasma caulinitico abundante e um sistema poral com incipiente porosidade fissural.

Os grãos de quartzo são pouco frequentes (<5%) e apresentam tamanho variável (< 3mm), forma irregular, bordos com reentrâncias de dissolução, gerando vazios descontínuos que podem envolver todo o grão. A maior parte destes cristais se encontram muito fraturados, com extinção ondulante e, são rodeados por uma discreta zona ferruginosa que gradativamente se

confunde com o plasma. Ainda, compondo este esqueleto quartzoso, mas numa proporção inferior a 1%, ocorrem pequenos cristais (0.062 - 0.177 mm) de turmalina, zircão, rutilo, cianita, estauroлита, titanita, biotita, andaluzita.

O plasma caulinitico apresenta uma coloração bege, sob luz natural, com zonas irregulares de tonalidade mais clara, onde os cristais de caulinita são mais desenvolvidos, podendo atingir até 0.1 mm, e formam um padrão reticulado, característico do plasma latissépico (BREWER 1964).

O sistema poral, pouco desenvolvido, é constituído essencialmente por micro-fraturas irregulares que formam ramificações extremamente finas (<50 μ), descontínuas ou não, vazias ou com os bordos revestidos por oxi-hidróxidos de ferro, ocorrendo frequentemente nas zonas mais claras do plasma.

Análise mineralógica por difração de raios-x forneceu para esta fácies uma composição essencialmente caulinitica, caracterizada principalmente pelas reflexões a 001 (7.16 Å), 020 (4.46 Å), 002 (3.57 Å) e 204 (2.56 Å), representados no difratograma (figura III.2). Estas indicações são também reforçadas quando do exame do termograma (figura III.3), pela presença do pico endotérmico a 580°C e pelo pico exotérmico a 890°C (GRIM 1947, MACKENZIE 1957).

Desta forma, pode-se concluir que, a fácies caulinita maciça é caracterizada por alguns cristais de quartzo, envolvidos por um discreto halo ferruginoso, à semelhança de um nódulo reliquial, no interior de um plasma caulinitico.

Fig. III - 2 — Difratoograma RX da amostra (I).
Fácies caulinita maciça.

Fig. III - 3 — Análise Térmica diferencial da amostra (I).
Fácies caulinita maciça.

III.1.1.2 - fácies Caulinita com Zoneamentos Ferruginosos

A fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, análogamente à fácies precedente, é constituída por um material de cor gelo, fraturado e essencialmente de composição caulinitica. Entretanto, a ocorrência de zoneamentos ferruginosos caracteriza esta fácies, cuja espessura, não regularmente distribuída, pode atingir na área exposta cerca de 12.5 m.

Os zoneamentos ferruginosos são mais numerosos para o topo e se exprimem como manchas irregulares rosadas, que, localmente tornam-se mais escuras, isolando acumulações de argila maciça cor gelo (foto III.3) ou, sob a forma de lineações segundo várias direções e independentes das fraturas (foto III.4). Localmente, na parte superior, ocorre uma deferruginização desses lineamentos (foto III.5).

Lateralmente (figura III.1), esta fácies se espessa, torna-se compacta, com fraturamento intenso e planos de deslizamentos em várias direções, gerando pequenos fragmentos. Geralmente, à estas variações laterais estão associadas zonas de circulação preferencial, onde a redistribuição do ferro é mais acentuada, podendo contaminar toda a camada argilosa.

Localmente, ocorrem concentrações de quartzo bem desenvolvidos (até 3 cm), eudrícos ou xenomorfos, frequentemente fraturados e ferruginizados, que se desprendem

facilmente da matriz.

Análise micromorfológica e Mineralógica

O esqueleto, analogamente a fácies subjacente, é constituído por quartzo (até 5%) e minerais pesados (até 1%), entretanto, os halos ferruginosos ao redor dos grãos são mais intensos nesta fácies.

No plasma caulínítico de cor bege (luz natural) com estrutura latissépica (BREWER 1964), zoneamentos ferruginosos de cor castanha, ocorrem como manchas irregulares isoladas.

Micro-fraturas irregulares, de espessura menor do que 30μ , contínuas ou não, formam ramificações ou traços isolados no plasma e podem-se apresentar vazias, parcial ou totalmente preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro.

Variações laterais são caracterizadas por uma intensificação das fraturas, maiores zoneamentos ferruginosos e certas particularidades microscópicas (figura III.4):

- Os grãos de quartzo ocorrem isolados e/ou em íntima associação com cristais de gibbsita e são comumente envolvidos por um halo ferruginoso, que gradativamente se difunde no plasma caulínítico.

- A gibbsita é bem cristalizada, maclada, apresentando reentrâncias de dissolução e, pode envolver total ou parcialmente os contornos irregulares dos cristais de quartzo (foto III.5) ou ocorrer isolada, mas em continuidade com o plasma caulínítico (foto III.7).

- Os zoneamentos ferruginosos apresentam-se sob a

- 1 - gibbsita
- 2 - quartzo
- 3 - zonas ferruginosas
- 4 - plasma caulinítico
- 5 - fraturas preenchidas total ou parcialmente por oxi-hidróxidos de ferro

Fig. III.4 - Desenho esquemático da fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, mostrando cristais de gibbsita isolados e em íntima associação com o plasma caulinítico, cristais de quartzo envolvidos por cristalizações irregulares de gibbsita, zonas ferruginosas isoladas e fora do contexto das fraturas.

forma de manchas isoladas vermelhas-escuras, com bordos gradativamente mais claros e em contato difuso com o plasma, mascarando os cristais de caulinita.

A ocorrência isolada desses elementos no interior do plasma caulinítico, nos permite interpretá-los como nódulos reliquiais de um material alumino-ferruginoso.

As fraturas se intensificam lateralmente e encontram-se total ou parcialmente preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro. Entretanto, dois tipos são distinguidos: um tipo reliquial, menos frequente, caracterizado por micro-fraturas isoladas no interior dos nódulos; e, um tipo secundário, predominante, que não mostra ligação com os nódulos e corta, indiscriminadamente, o fundo matricial.

Na parte intermediária e superior desta fácies, os zoneamentos ferruginosos são mais frequentes e o plasma caulinítico apresenta uma tonalidade mais escura (bege escuro em luz plana) e cristalizações pouco perceptíveis. Estes zoneamentos podem ocorrer sob a forma de nódulos reliquiais, maciços ou com gibbsita e/ou quartzo e/ou poros, ou, sob a forma de lineamentos (figura III.5).

Os lineamentos formam traçados regulares contínuos, que cortam todo o fundo matricial, segundo diferentes direções, indicando uma remobilização do ferro e, conseqüentemente, um meio deferruginizante.

Nestas partes, intermediária e superior, os cristais de gibbsita, isolados ou associados ao quartzo, são mais numerosos e contêm sempre um halo ferruginoso (foto III.8), à semelhança de um nódulo.

- 1 - nódulo ferruginoso com quartzo (qtz)
- 2 - nódulo ferruginoso com gibbsita (gb) e poros (v)
- 3 - halo ferruginoso envolvendo gibbsita e quartzo
- 4 - gibbsita
- 5 - nódulo ferruginoso maciço
- 6 - plasma caulinítico
- 7 - zoneamento ferruginoso sob a forma de lineações
- 8 - fratura secundária com impregnações ferruginosas nas paredes internas.

Fig. III.5 - Desenho esquemático da fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, mostrando as várias formas apresentadas pelos zoneamentos ferruginosos.

Localmente, nesta fácies, ocorrem concentrações de quartzo bem desenvolvidos, com extinção ondulante, fraturamento intenso, impregnações ferruginosas e os bordos com acentuadas reentrâncias de dissolução, de modo a isolá-lo do plasma, deixando-o no interior de um grande poro.

Desta forma, a fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos caracteriza-se pela presença de nódulos ferruginosos maciços ou associados a quartzo e/ou gibbsita, em contato gradacional e difuso com o plasma caulinitico. Os cristais de gibbsita, em contato íntimo com o plasma caulinitico, apresentam reentrâncias de dissolução. Lineamentos ferruginosos indicam uma remobilização do ferro.

III.1.1.3 - Fácies de Transição

Esta fácies, irregularmente distribuída, e, podendo atingir uma espessura de 3m, caracteriza-se por um material argiloso, de cor gelo, friável, poroso (poros de tamanhos variáveis entre 1mm e 0.5 cm), microfraturado, com manchas irregulares vermelhas-arroxeadas, centimétricas, maciças e duras que, gradativamente se intensificam, ampliam, tornando-se mais endurecidas em direção ao topo. Grãos de quartzo, análogos às fácies precedentes, se distribuem caoticamente.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Ao microscópio esta fácies (figura III.6), caracteriza-se por apresentar dois fundos matriciais, cujos esqueletos são semelhantes às fácies precedentes.

- fundo matricial I
- fundo matricial II

- 1 - nódulos constituídos por camadas concêntricas sucessivas, alternadamente, hematíticas (h), goethíticas (go), com gibbsita (gb) e/ou quartzo (qtz), e/ou vazio (v) no seu interior; nódulos maciços, e nódulos com halo hematítico irregular e descontínuo, envolvendo vazios e/ou quartzo.
- 2 - ramificações vermelhas-escuras
- 3 - ramificações castanhas-amareladas
- 4 - papules
- 5 - fraturas

Fig. III.6 - Desenho esquemático da fácies de transição, mostrando o fundo matricial I com diferentes nódulos (1) e ramificações ferruginosas descontínuas (2,3), ao lado do fundo matricial II, que contém alguns traços ferruginosos (3) e papules (4).

O fundo matricial I é constituído por um plasma caulinitico, de coloração acastanhada (luz plana), com ramificações vermelhas-escuras, de composição principalmente hematítica e, outras castanhas-amareladas, em menor quantidade e mais dispersas, de composição principalmente goethítica. A este fundo matricial associam-se ainda, diferentes nódulos de tamanhos entre 0.5 e 3mm e, de formas variadas, irregulares, alongados ou arredondados.

Tais nódulos podem apresentar camadas concêntricas sucessivas, alternadamente, vermelha-escura (de composição hematítica) e castanha-amarelada (de composição goethítica), com gibbsita bem cristalizada e/ou quartzo e/ou vazio no seu interior. Ocorrem também nódulos maciços vermelhos-escuros e nódulos constituídos por um halo vermelho-escuro (composição hematítica) irregular e descontínuo, envolvendo vazio e/ou quartzo. A camada externa de todos estes nódulos torna-se gradativamente mais clara em direção à periferia e apresenta contorno irregular, com fortes reentrâncias, que podem não só truncar completamente a camada, como também isolar parte desta (figura III.6), indicando uma deferruginização dos nódulos.

O fundo matricial II, da mesma forma que o I, é constituído por um plasma caulinitico, porém de coloração mais clara (cor bege, sob luz plana), podendo apresentar em certos locais pequenas palhetas de caulinita ($< 0,03$ mm). Ramificações ferruginosas também ocorrem nesta micro-fácies, entretanto, são poucas e ocorrem sob a forma de alguns traços castanhos-amarelados, descontínuos, e cutans truncados (papules, BREWER 1964).

O sistema poral, em ambos fundos matriciais, é representado por vazios e fissuras. Os vazios têm formas variadas, tamanho inferior a 1 mm e, são mais frequentes nas zonas deferruginizadas. As fissuras são irregulares, de espessura inferior a 0.2 mm e cortam, em direções variadas, toda a fácies, podendo se encontrar vazias, parcial ou totalmente impregnadas por ferro.

No topo desta fácies, os nódulos ferruginosos são mais intensos e têm uma distribuição grosseiramente regular em um plasma predominantemente amarronzado, sob luz plana.

O plasma, cuja composição é, principalmente, gibbsita e caulinita, apresenta-se salpicado por pontos acastanhados com os bordos amarelados. Localmente, ocorrem pequenos cristais de gibbsita, em contato difuso.

Os nódulos ferruginosos, da mesma forma que na base desta fácies, ocorrem segundo formas variadas, ou como manchas irregulares, vermelhas-escuras, de composição hematítica, isoladas ou interligadas. Frequentemente, formam halos concêntricos descontínuos, dando o aspecto de uma "esfoliação esferoidal" (figura III.7, foto III.9). Localmente, em zonas de menor concentração ferruginosa, o plasma apresenta uma coloração bege e algumas finas palhetas de caulinita podem ser discerníveis (figura III.7, parte 3).

Desta forma, pode-se concluir que, a fácies de transição caracteriza-se pela presença abundante de nódulos, maciços, predominantemente hematíticos, ou, com associações de quartzo e/ou gibbsita, envolvidos por um plasma gibbsítico e

- 1 - nódulos ferruginosos
- 2 - plasma amarronzado com pontos acastanhados
- 3 - plasma bege com palhetas de caulinita
- 4 - fraturas

gb - gibbsita

qtz - quartzo

v - vazio

Fig. III.7 - Desenho esquemático da fácies de transição, mostrando a intensificação dos nódulos ferruginosos, que ocorrem como halos concêntricos descontínuos ou manchas isoladas.

caulinítico.

III.1.2 - Unidade Intermediária Bauxítica

É uma unidade pouco espessa, de aproximadamente 1m. Os estudos micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos permitem distinguir três fácies: bauxítica, nodular ferruginosa e de degradação.

III.1.2.1 - Fácies Bauxítica

Em contato gradacional com a fácies de transição da unidade inferior argilosa, esta fácies é constituída por volumes avermelhados e esbranquiçados. Os volumes avermelhados são irregulares, de tamanho centimétrico a decimétrico, duros e maciços, enquanto que os esbranquiçados são menos endurecidos e porosos (poros milimétricos a centimétricos). Por vezes, pode-se observar no contato com os volumes esbranquiçados, ou no seu interior, volumes avermelhados mais claros e ligeiramente porosos.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Nesta fácies, como nas anteriores, observa-se uma disseminação de cristais de quartzo de tamanhos variáveis (< 1mm), entretanto os cristais maiores acham-se concentrados nos volumes avermelhados. O sistema poral é homogêneo e formado por poros irregulares e isolados de até 1 mm.

No volume avermelhado ou fundo matricial I (figura III.8) observam-se zonas vermelhas-escuras a castanhas-

- Fundo matricial I, relativo ao volume avermelhado
- Fundo matricial II, relativo ao volume esbranquiçado

- 1 - Zona vermelha
- 2 - Zona amarela
- 3 - Zona bege

- v - vazio
- gb - gibbsita
- qtz - quartzo

Fig. III.8 - Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a associação dos volumes avermelhados e esbranquiçados, e, cristais de gibbsita com os bordos muito irregulares, envolvidos pela zona amarela (detalhe a).

avermelhadas, e zonas amarelas, envolvidas por um plasma bege.

Estas zonas, vermelhas e amarelas, de composição, respectivamente, hematítica-gibbsítica e goethítica-gibbsítica, constituem uma trama irregular, onde estas últimas tanto podem seccionar e isolar porções das primeiras, como também ocorrerem nos seus interiores. Associada a zona amarela, frequentemente, ocorrem cristais de gibbsita maclados, de tamanho inferior a 1 mm, isolados ou justapostos a cristais de quartzo, apresentando os bordos irregulares e com reentrâncias de dissolução (figura III.8 - detalhe).

O plasma bege (figura III.8), de composição, predominantemente, gibbsítica e, secundariamente, caulinitica se apresenta salpicado por pontos vermelhos-escuros, que por sua vez são cercados por uma nuvem difusa amarelada (foto III.10) a semelhança da fácies anterior. Nas proximidades das zonas vermelhas observa-se uma maior concentração desses pontos, evidenciando uma deferruginização gradual dessas zonas. Localmente, em contato íntimo com o plasma, encontram-se alguns pequenos cristais de gibbsita (<0.1 mm), apresentando contorno irregular e difuso.

Estas observações, acima descritas, indicam serem as zonas vermelhas e amarelas, com associações de gibbsita e quartzo, constituintes de partes reliquiais de uma couraça alumino-ferruginosa em processo de deferruginização.

O fundo matricial II, relativo ao volume esbranquiçado (figura III.8), apresenta um plasma semelhante ao plasma bege do fundo matricial I, porém os pontos vermelhos são mais

dispersos. Localmente, observa-se traços irregulares descontínuos vermelhos e manchas difusas amareladas, caracterizando uma fase mais tardia de uma evolução deferruginizante.

Desta forma, a associação de volumes avermelhados e esbranquiçados caracteriza a fácies bauxítica. Nos volumes avermelhados, associações reliquiais das zonas hematíticas-gibbsíticas e goethíticas-gibbsíticas, envoltas por um plasma gibbsítico evidencia uma evolução deferruginizante. O volume esbranquiçado caracteriza uma deferruginização mais tardia.

III.1.2.2 - Fácies Nodular Ferruginosa

É uma fácies pouco espessa (figura III.1), constituída por diferentes nódulos, de forma irregular, tamanho variável (< 5 cm), envolvidos por um matriz escassa, abrangendo até 20%. Trata-se de uma matriz friável, de cor avermelhada com pequenas manchas milimétricas, amarelas e esbranquiçadas, irregularmente distribuídas e, concentrações irregulares, de até 5 mm, marrons-amareladas, macias e duras.

Os nódulos (figura III.9) podem ser macios e duros, constituídos por um material homogêneo de cor vermelha ou por um material heterogêneo formado por volumes rosados ao lado de pequenos outros volumes (1 a 3 mm) grosseiramente arredondados, de cor marrom amarelada. Podem também ser friáveis, de cor bege amarelada, sendo cortados por ramificações de cor avermelhada, de modo a subdividi-los em nódulos menores. Esta subdivisão é mais acentuada em direção às bordas, gerando

- 1 - nódulo maciço homogêneo de cor vermelho
- 2 - nódulo maciço heterogêneo com volumes rosados e marrons-amarelados
- 3 - nódulo friável de cor bege, cortado por ramificações avermelhadas
- 4 - cortex e concentrações irregulares marrons-amareladas
- 5 - matriz

Fig. III.9 - Desenho esquemático da fácies nodular ferruginosa, mostrando a distribuição dos nódulos com as seções representativas, A, B e C.

- 1 - nódulo bege
- 2 - nódulo marron-amarelado
- 3 - nódulo vermelho contendo gibbsita
- 4 - plasma amarelo-avermelhado
- gb - gibbsita
- qtz - quartzo

Fig. III.9a - Desenho esquemático da seção A

nódulos milimétricos, que se difundem na matriz sob a forma de pintas.

Os nódulos avermelhados apresentam um cortex marrom-amarelado, maciço, duro, e de espessura variável (0.5mm - 5mm).

Análise Micromorfológica e Mineralógica

As características dos nódulos e suas relações com a matriz ficaram perfeitamente estabelecidas através da análise microscópica das seções A, B e C representadas na figura III.9.

Seção A

Esta seção (figura III.9a) é representada por nódulos de tamanhos variáveis, forma irregular a grosseiramente arredondada, cor bege (sob luz natural) com pintas e pequenas manchas acastanhadas e cristalizações de gibbsita no seu interior. Concentrações de oxi-hidróxidos de ferro, sob a forma de ramificações acastanhadas no centro e gradativamente mais clara nas bordas, subdivide esses nódulos (foto III.11).

O difratograma de raios-x fornece para estes nódulos uma composição predominantemente de gibbsita e, goethita, anatósio e quartzo, em pequenas proporções.

Na escala milimétrica ocorrem nódulos maciços, marrons-amarelados, sem cristalização perceptível e de composição, predominantemente, gibbsítica e goethítica; cristalizações de gibbsita de formas variadas: e, quartzos. Estes últimos, como nas fácies anteriores, encontram-se muito fraturados, com extinção ondulante, bordos irregulares com indícios de dissolução e são envolvidos parcialmente por cristais de gibbsita, que por sua vez também apresentam vestígios de

dissolução nas extremidades. Por vezes, esta gibbsita aparece preenchendo micro-fraturas nos cristais de quartzo, sem contudo apresentar continuidade nas suas bordas (figura III.9a). Pequenos cristais de gibbsita, também podem estar contidos em nódulos vermelhos, irregulares.

Envolvendo todos os nódulos, encontra-se um plasma amarelo-avermelhado, de composição predominantemente goethítica e gibbsítica e, com caulinita e anatásio, em proporções inferiores a 10%.

Seção B

A seção B (figura III.9) representa parte de um nódulo vermelho-escuro com seu cortex. Análise mineralógica por difração de raios-x, fornece para este nódulo uma composição, predominantemente, hematítica e gibbsítica.

Em direção à periferia deste nódulo (figura III.9b), observam-se manchas vermelhas que, gradativamente se intensificam e, substituem a coloração vermelha-escura do nódulo, passando em seguida, para uma zona amarela-avermelhada (foto III.12), cortex, que possui uma orientação preferencial e composição, predominantemente goethítica e gibbsítica.

Vazios e fissuras irregulares são frequentes nestas bordas, podendo conter cristalizações de goethita (Fig. III.9b).

Estas observações sugerem uma deferruginização periférica dos nódulos ferruginosos, que progride de fora para dentro e é acompanhada da transformação da hematita em goethita (NAHON 1976, PARRON *et al* 1983).

Seção C

A seção C (figura III.9) representa parte de um nódulo com seu cortex. Este nódulo é constituído por ramificações desconectadas, maciças, vermelhas-escuras, de composição hematítica e gibbsítica, envoltas por um plasma bege, de composição, predominantemente, gibbsítica, salpicado por pontos e pintas acastanhadas, que tornam-se mais acentuadas nas proximidades das ramificações (figura III.9c). Alguns nódulos maciços, de cor marrom-amarelado, tamanho inferior a 2 mm, forma irregular a globular e de composição predominantemente goethítica e gibbsítica, encontram-se isolados nesta zona. Vazios e fissuras irregulares são frequentes, apresentando concentrações ferruginosas nas paredes internas e algumas cristalizações de goethita.

Na zona externa deste nódulo, estas feições se confundem com uma zona amarela-avermelhada (cortex), orientada preferencialmente (figura III.9c) e, de composição goethítica e gibbsítica.

Como conclusão do estudo micromorfológico e mineralógico desta fácies nodular ferruginosa, observam-se volumes mais ferruginosos (nódulo 1, figura III.9), ao lado de volumes mais aluminosos (nódulos 2 e 3, figura III.9), ambos em processo de deferruginização.

Este processo propicia a redistribuição do ferro e do alumínio, gerando concentrações globulares e cortex, acumulações ferruginosas, e, cristalizações de goethita nas bordas e no interior das fissuras, respectivamente.

Todos estes volumes contêm traços reliquiais de um material alumino-ferruginoso, mais antigo, de coloração

- 1 - nódulo vermelho-escuro
- 2 - manchas vermelhas
- 3 - cortex amarelo-avermelhado
- 4 - goethita

Fig. III.9b - Desenho esquemático da seção B.

- 1 - ramificações vermelhas-escuras
- 2 - plasma bege com pontos acastanhados
- 3 - nódulo marrom-amarelado
- 4 - cortex amarelo-avermelhado
- 5 - fraturas com concentrações feruginosas nas paredes internas
- 6 - goethita

Fig. III.9c - Desenho esquemático da seção C.

vermelha-escura e composição hematítica e gibbsítica. Estes vestígios aparecem como porções isoladas, que gradam para uma tonalidade mais clara, vermelha (figura III.9b), de composição goethítica e gibbsítica, ou sob a forma de pontos, pintas e ramificações descontínuas, envolvidas por um plasma bege, de composição gibbsítica (figuras III.9a e 9c).

III.1.2.3 - Fácies de Degradação

Esta fácies, com uma espessura média de 0.50 m, é constituída por volumes vermelhos, de formas irregulares, tamanho variável (< 3 cm), maciços e duros, abrangendo cerca de 40%, envolvidos por uma matriz friável, predominantemente amarelada.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

O estudo microscópico desta fácies (figura III.10) permite distinguir a associação de volumes mais ferruginosos, predominantemente avermelhados, ao lado de volumes menos ferruginosos, amarelados. Pequenos poros isolados, fissuras contínuas e descontínuas, irregulares e vazias, são comuns e cortam, indiscriminadamente, esta fácies.

Os volumes mais ferruginosos são constituídos por uma concentração de zonas vermelhas, de composição goethítica, gibbsítica e hematítica, com manchas difusas de tonalidade mais clara, e, com nódulos amarelos e cristais de gibbsita. Estes nódulos são maciços, apresentam forma variada, desde irregular a arredondada, tamanho inferior a 1mm e, analogamente

I - volumes mais ferruginosos
 II - volumes menos ferruginosos

1 - zonas vermelhas
 2 - plasma amarelo-avermelhado
 3 - gibbsita
 4 - nódulo amarelo
 5 - fratura

Fig. III.10 - Desenho esquemático da fácies de degradação.

à fácies precedente, são maciços, sem cristalização perceptível e, de composição predominantemente gibbsítica e goethítica. A presença de gibbsita nesta zona é frequente, mas de distribuição e forma irregular; ocorre formando nódulos irregulares, filões, esferulitos ou cristais dispersos, de tamanho até 0.5mm.

Os volumes menos ferruginosos, que envolvem os volumes mais ferruginosos, são constituídas por um plasma amarelo-avermelhado, de composição principalmente goethítica e gibbsítica, com alguns traços ou ramificações descontínuas vermelhas. Pequenos cristais de gibbsita e nódulos amarelos difusos são comuns e ocorrem isolados, segundo uma distribuição irregular.

A presença de zonas vermelhas, nódulos amarelos difusos, cristais de gibbsita, análogos a fácies precedente, indica serem estes elementos reliquiais de um processo deferruginizante, que num estágio mais avançado ocorrem como ramificações descontínuas ao lado de pequenos cristais de gibbsita.

III.1.3 - Unidade de Recobrimento

Em descontinuidade estrutural com as unidades subjacentes, esta unidade, cuja espessura pode atingir 12m, é constituída por fragmentos de itabirito, nódulos de argila, nódulos de gibbsita, orientados segundo estratos, caracterizando uma gênese detrítica.

Esta unidade não será discutida no estudo da Jazida de Caulinita, pois, a representatividade de seus afloramentos é bom melhor na Jazida de Bauxita.

III.2 - DADOS QUÍMICOS E VARIAÇÕES MINERALÓGICAS

As análises químicas dos elementos maiores e traços, efetuadas em todas as fácies observadas na Jazida de Caulinita (Tabela III.1), colocam em evidência:

- Um enriquecimento em SiO_2 em direção à base do perfil, acompanhado de um empobrecimento em Al_2O_3 .

- Os cátions alcalinos e alcalinos terrosos aparecem em quantidade reduzida em todo o perfil.

- Os teores de TiO_2 apresentam pequenas variações dentro do intervalo normalmente encontrado nos perfis lateríticos oriundos de sedimentos (Tabela III.2). Entretanto, valores mais altos concentram-se nas fácies mais aluminosas, condicionadas a um enriquecimento relativo, em zonas deferruginizadas. Entretanto, FLEISCHER & OLIVEIRA (1969) utiliza estes altos valores, para indicar uma fonte de rochas básicas para as bauxitas.

Através do diagrama TiO_2/Al_2O_3 (figura III.11) observa-se uma correlação positiva entre esses dois elementos. Segundo VALETON (1972), o Al e o Ti têm um padrão de distribuição geoquímico similar, resultando em uma relação íntima entre os valores destes elementos, em muitos depósitos bauxíticos. BARDOSSY & BARDOSSY (1954), DUDICH & SIKLÓSI (1970), também descrevem um enriquecimento preferencial do

Tabela III.1 Análise das variações mineralógicas e químicas nas diferentes fácies da jazida de Caulinita

Unidade	Fácies	Amostra	Composição Mineralógica (%)						Composição Química																
			Cau	Gb	Bot	Hem	Ant	Qtz	Al2O3	SiO2	SiO2	Fe2O3	TiO2	H2O	NaO	Na2O	K2O	CaO	MgO	FeO	Cr	Ni	Zn	Ba	V
							(t)	(c)																	
Intermediária	Degradada	5.5	6.4	49.4	25.7	13.6	2.8	0.5	34.8	3.5	3.4	36.7	2.8	29.6	1.34	0.70	1.88	671	273	155	127	71	139	336	930
	Nodular																								
	Ferruginosa	5.4	11.3	20.3	53.4	8.6	1.4	2.7	18.0	8.2	5.5	56.6	1.4	14.0	1.50	1.05	1	78	1353	272	57	109	47	295	410 924
	Bauxítica	5.3	8.6	83.2		5.0	4.0	0.2	57.3	4.2	4.0	5.0	4.0	20.6	1.10	0.90	1	113	1119	363	75	191	51	211	234 103
	Bauxítica	5.2	15.0	73.6		7.4	4.0	0.6	54.0	7.8	7.0	7.4	4.0	26.7	1.02	0.89	1	137	1043	331	92	227	39	223	283 332
	Transição	5.1	37.5	28.4	9.9	10.9	3.2	0.8	33.4	18.3	17.5	27.0	3.2	16.0	1.06	0.90	1	328	1192	421	94	200	63	222	127 230
		5	77.3	12.5		3.7	2.8	4.5	38.7	40.5	36.0	3.7	2.9	14.0	0.91	0.30	1	352	127	401	67	172	93	154	229 431
		4	92.6	1.3	2.6		2.4	0.6	27.8	43.7	43.1	2.3	2.4	13.9	0.52	0.53	1	145	607	433	25	132	67	139	357 331
		3	36.3	8.4	1.1		2.5	2.9	39.6	43.1	44.2	1.0	2.5	13.7	0.94	0.40	1	123	137	385	35	163	33	127	204 200
		2	50.6	5.3	1.3		2.4	0.9	39.6	43.1	42.2	1.2	2.4	13.7	0.32	0.33	1	843	98	343	57	154	56	100	215 36
		4f	66.0	7.3	3.0		2.4	1.6	38.3	41.6	40.0	1.6	2.4	14.3	0.37	0.53	1	1030	712	537	49	219	142	138	253 166
		4e	78.2	12.4		1.3	2.4	6.7	39.0	43.3	36.4	1.6	2.4	13.9	0.55	0.41	1	114	536	395	35	227	79	141	382 35
Inferior Argilosa	Caulinita com Zonamentos Ferruginosos	3e2	69.6	4.4	2.7		2.6	9.2	33.8	41.6	32.4	2.1	2.6	13.9	0.30	0.40	1	575	316	396	35	236	75	138	448 366
		3e1	72.4	13.4		1.6	3.4	9.0	37.4	42.7	33.7	1.6	3.4	13.5	0.62	0.46	1	91	613	537	67	454	55	139	321 133
		3d	65.5	20.0		1.8	2.1	12.3	33.9	43.3	30.5	1.8	2.1	13.7	0.84	0.23	1	90	50	396	25	213	47	44	305 232
		2e	62.5	2.6	30.4	1.2	1.7	2.4	33.2	31.5	29.1	24.6	1.7	13.9	0.95	0.42	1	656	474	448	529	870	47	127	432 331
		1c	67.1	2.4	9.9		2.2	0.6	36.0	41.2	40.6	6.3	2.2	13.9	0.31	0.42	1	137	126	351	53	163	61	59	152 120
		3b	73.2	6.2	1.3		2.6	8.9	39.6	43.0	34.1	1.0	2.6	13.9	0.62	0.61	1	475	645	453	43	218	63	172	153 433
		2b	74.7	11.5		6.3	3.8	5.4	37.0	40.2	34.8	6.3	2.8	13.7	0.80	0.50	1	353	432	443	39	191	91	139	175 533
		1b	71.1	12.5		4.4	3.1	7.5	36.3	40.6	33.1	4.4	3.1	13.7	0.35	0.43	1	670	141	459	55	150	78	58	224 140
	Caulinita Maciça	1	90.2	1.7	1.2		2.4	0.3	36.7	42.3	42.9	1.1	2.4	16.2	0.202	0.31	1	100	27	365	43	174	45	52	223 30

Cau = Caulinita, Gb = Gibbsite, Bot = Goethite, Hem = Hematite, Ant = Andradite, Qtz = Quartz, (t) total, (c) combinada.

Ti com o Al.

Tabela III.2 - Porcentagem de TiO_2 em algumas lateritas

bauxita sobre nefelina sienito (GORDON <i>et al.</i> 1958)	0,4%
bauxita sobre nefelina sienito (ALMEIDA 1977)	1,1%
bauxita sobre granito (BOULANGE 1983)	1,0%
couraa alumino-ferruginosa sobre dolerito (HARRISON 1983)	4,2%
bauxita sobre basalto (VALETON 1972)	4,3%
bauxita sobre pelitos e psamitos (VALETON 1981)	2,0 - 3,0%
bauxita sobre pelitos (DENNER & NORTON 1977)	2,9%

Teores anômalos de TiO_2 , cerca de 4,8%, foram registrados na borda leste do depósito, na drenagem do Córrego Fundo, em um material argiloso, com características químicas e estruturais bem diferenciadas das fácies ocorrentes e descritas na jazida. Este material, de cor amarelo ocre, composição, predominantemente, caulínica, apresenta uma xistosidade preservada, comparativamente ao saprólito de xisto verde, com filiações máficas e ultramáficas, descrito por PIRES (1979, 1983), na Formação Gandarela.

- Verificou-se um comportamento irregular dos elementos traços dosados (Mn, Cr, Ni, Sr, Ga, V). Provavelmente, em decorrência do pequeno número de análises, e, de utilização, para estas dosagens, de amostras totais e não de microfácies.

Unidade Inferior Argilosa	{	■	Fácies Coulinita maciça
		○	Fácies Coulinita com zoneamentos ferruginosos
		●	Fácies de transição
Unidade Intermediária Bauxítica	{	△	Fácies Bauxítica
		▲	Fácies nodular ferruginosa
		•	Fácies de degradação

FIG. III - II - Correlação $\text{TiO}_2 - \text{AlO}_3$, Jazido de Coulinita.

Entretanto, algumas observações podem ser extraídas e comentadas abaixo.

A média dos teores de Mn é baixa nas unidades argilosa e bauxítica (cerca de 80 ppm), entretanto um ligeiro aumento se dá na passagem dessas duas unidades em correlação a um acréscimo no teor em Fe. A conhecida distribuição do manganês indica que este acompanha o ferro, sendo parcialmente lixiviado durante a formação bauxítica como Mn^{2+} , que é mais estável em solução do que o Fe^{2+} (RANKAMA & SAHAMA 1950).

O Cr é concentrado em ambas unidades, argilosa e bauxítica, mas com variações irregulares. Teores mais elevados estão correlacionados a maiores concentrações de ferro nas fácies laterais, analogamente ao observado nas bauxitas da Malásia, por WOLFENDEN (1965), e, na Hungria, por DUDICH & SIKLÓSI (1970). A semelhança com o ferro férrico, no que tange às propriedades químicas, ao tamanho iônico e a carga, permite associá-los no ciclo exógeno (GOLDSCHMIDT 1937, RANKAMA & SAHAMA 1950).

O Ni, presumivelmente, ocorre em óxidos e hidróxidos férricos nas unidades argilosas e bauxíticas, mas correlação entre o Ni e o Fe não é observada, à semelhança de WOLFENDEN (1965). Para PEDRO & DELMAS (1970), sendo o Ni um elemento moderadamente solúvel, com potencial iônico inferior a 3 (GOLDSCHMIDT 1937) seu empobrecimento na formação bauxítica seria esperado.

O Sr acompanha o Ca (GOLDSCHMIDT 1937, RANKAMA & SAHAMA 1950), que é largamente removido em solução durante a

formação da bauxita.

Sendo as propriedades do Ga semelhantes às do Al, como raio iônico e a carga, uma forte coerência existe entre esses elementos (GOLDSCHMIDT 1937). Trabalhos efetuados por diferentes autores como, GORDON & MURATA (1952), nas bauxitas de Arkansas, KRONBERG et al (1979), em alguns solos brasileiros, WOLFENDEN (1965), nas bauxitas da Malásia, DUDICH & SIKLÓSI (1970), nas bauxitas da Hungria, CHOWDURY et al (1965), nas bauxitas da Índia, mostram um forte enriquecimento do gálio com o alumínio. Entretanto, BANERJEE (1975), estudando a distribuição de alguns elementos traços nas bauxitas da Índia, obteve um resultado completamente caótico para o Ga; segundo este autor o mesmo processo de intemperismo residual, que gera um sistemático enriquecimento e fracionamento dos elementos maiores insolúveis, causa uma dispersão ao acaso dos elementos traços insolúveis, devido a variações sazonais no pH e a direção do movimento da água dos poros.

Na jazida de caulinita a correlação entre o Ga e o Al é praticamente inexistente, embora a média dos teores de Ga sejam superiores aos encontrados por WOLFENDEN 1965, CHOWDURY et al 1965. WOLFENDEN (op. cit) observou um enriquecimento seletivo do Ga, como função do ambiente, sendo mais elevado nas bauxitas de pântano, onde prevalecem condições endorréicas, do que nas bauxitas de cume.

Correlações entre Ga/Ti e Ga/Fe, como as observadas, respectivamente, por CHOWDURY et al (1965) e por LAURENCHK & TENYAKOV (1962), não são evidenciados neste estudo.

A distribuição do V nas rochas se dá acompanhando e

substituindo o ferro na estrutura dos minerais (RANKAMA & SAHAMA 1950, GOLDSCHMIDT 1937). A oxidação do Fe^{2+} a Fe^{3+} deve ser acompanhada pela oxidação de V a íon vanadato $(VO_4)^{3-}$ que pode ser precipitado em presença de hidróxido férrico. WOLFENDEN (1965) em decorrência disto, sugere que o alto conteúdo de hidróxido férrico nas argilas caulínicas, seja responsável pelo alto teor de V. Na jazida em estudo é nítida a elevada concentração de V na fácies nodular ferruginosa, onde a concentração de óxidos e hidróxidos de ferro é elevada.

A representação do sistema SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (figura III.12), utilizando os dados da Tabela III.1, nos permite individualizar agrupamentos de valores correspondentes às diferentes fácies das unidades inferior e intermediária. Adicionando a este diagrama dados químicos de poços (Tabela III.3), perfurados e analisados pela Magnesita S.A. (Figura III.1), observa-se uma passagem gradacional entre as fácies (figura III.13).

Com base nos dados químicos e mineralógicos, um balanço mineralógico quantitativo foi obtido nas diferentes fácies (Tabela III.1), e, conseqüentemente, um perfil mineralógico e geoquímico da jazida de caulinita (figura III.14).

O exame da figura III.14 e Tabela III.1 mostra que a caulinita é o mineral dominante na unidade inferior argilosa, onde seus teores atingem valores da ordem de 90%. Gibbsita e anatásio aparecem em proporções bem menores, porém em todas as fácies. Os óxidos e hidróxidos de ferro (hematita e goethita)

FIG. III-12 — Variação das composições ponderais (SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃) nas diferentes fácies do Jazido de Caulinita.

Tabela III.3 - Análise química de amostras de poços

Jazida de Caulinita.

(Fonte: Magnesita S.A.).

poco	prof. poço (m)	prof. de amostra (m)	descrição amostra	composição química (%)		
				Al2O3	SiO2	Fe2O3
1	7	0,0 - 1,0	argila amarela	45,4	46,3	8,3
2	20	4,0 - 6,0	argila rosa	51,4	41,8	6,8
3	26,4	0,0 - 1,5	argila e bauxita	57,4	32,2	10,4
3	26,4	1,5 - 2,5	argila rosa	39,7	36,0	24,3
3	26,4	14,5 - 15,5	argila amarela	41,5	31,2	27,3
4	29,2	1,5 - 2,5	arg. rosa e bauxita	40,4	36,5	15,1
4	29,2	3,5 - 4,5	argila rosa	44,4	42,3	13,30
5	30,0	0,0 - 1,5	argila e bauxita	60,0	24,2	15,0
5	30,0	9,5 - 10,5	argila rosa	49,1	45,9	5,0
6	32,0	2,5 - 3,5	argila rosa	49,4	47,2	3,4
7	29,0	0,0 - 1,5	argila e bauxita	53,9	26,3	19,0
7	29,0	17,0 - 29,0	argila rosa	40,1	40,2	3,7
8	10,5	2,5 - 3,5	argila rosa	60,2	26,5	5,3
9	30,9	12,4 - 30,9	argila rosa	47,3	50,2	2,5
10	27,7	12,7 - 20,7	argila rosa	40,7	47,7	3,6
11	12,0	4,0 - 5,0	argila rosa	49,7	45,1	5,2
12	12,0	7,0 - 8,0	argila rosa	45,0	52,0	2,2
13	26,5	0,0 - 1,5	argila e bauxita	67,0	19,7	13,3
14	25,5	0,0 - 1,5	argila e bauxita	40,3	15,1	36,5
15	23,7	0,0 - 1,5	argila rosa	51,9	30,9	17,2

FIG. III - 13 — Evolução geoquímica geral da Jazida de Caulinita.

FIG. III - 14 - Jazida de caulinita. Perfil esquemático com as variações mineralógicas e geoquímicas.

ocorrem em valores, por vezes até elevados, nas partes superiores desta unidade. O quartzo tem uma distribuição irregular em todo o perfil, com valores sistematicamente mais elevados em certos locais dos perfis laterais.

A unidade intermediária bauxítica é caracterizada pela mesma composição mineralógica, porém com a caulinita aparecendo em quantidade bem mais baixa (aproximadamente 15%), em detrimento dos óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio. O anatásio apresenta valores ligeiramente mais elevados, acompanhando a distribuição de gibbsita.

III.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Com base nas características morfológicas, micromorfológicas, mineralógicas, e geoquímicas, as duas unidades basais da Jazida de Caulinita de Vargem dos Oculos puderam ser subdivididas em diversas fácies, nas quais os mecanismos de alteração são evidenciados e possibilitam definir os processos genéticos de evolução da jazida.

Na fácies caulinita maciça, base da unidade inferior argilosa, a presença de quartzos com um discreto halo ferruginoso, que, gradativamente se confunde no plasma caulinitico, são as primeiras evidências de nódulos reliquiaes. As fraturas, comuns nesta fácies, pelo fato de cortarem indiscriminadamente o fundo matricial, podem ser consideradas secundárias.

Em contato gradacional com a fácies caulinita maciça, a fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos é a de maior expressão na área exposta. Nesta, os zoneamentos ferruginosos se

intensificam e se distribuem mais amplamente, mascarando os cristais de caulinita. Ocorrem sempre isoladas, sob a forma de manchas irregulares maciças, ramificações descontínuas ou envolvendo cristais de quartzo e/ou gibbsita e/ou vazios, entretanto, seu contato com o plasma caulinítico é gradacional e difuso.

As fraturas, vazias e com acumulações de oxi-hidróxidos de ferro nas paredes internas ou preenchidas totalmente, são secundárias e se distribuem irregularmente, como na fácies anterior.

Os cristais de gibbsita, sempre com reentrâncias de dissolução, ocorrem isolados ou revestindo total ou parcialmente grãos de quartzo, podendo estar em contato íntimo com o plasma caulinítico ou cercados por um halo ferruginoso, que gradativamente se difunde no plasma (figura III.4, fotos III.6 III.7).

A ocorrência de gibbsita bem cristalizada, isoladamente no plasma, ou, em estreita relação com quartzo, formando revestimento descontínuo; a presença frequente de zoneamentos ferruginosos separados do contexto ferruginoso das fissuras, indicam serem estes elementos nódulos reliquiais mais resistentes de uma couraça alumino-ferruginosa, em processo avançado de deferruginização.

Esta deferruginização, que se dá sob condições saturadas, em um ambiente redutor, propicia a redistribuição do ferro e sua concentração nas bordas das fissuras, onde condições mais oxidantes atuam, e, ao mesmo tempo, promove a formação

de "pseudo-estratificações" ou lineamentos segundo diferentes direções, devido a variações do nível freático.

A penetração do plasma caulinitico nas reentrâncias de dissolução dos cristais de gibbsita (figura III.4 e fotos III.6 e III.7), mostra uma relação de continuidade entre esses dois elementos, indicando um processo de silicificação. Estas evidências de silicificação são análogas às descritas por VALETON 1974, BANERJEE 1975, quando da presença de fragmentos e nódulos gibbsíticos envolvidos por uma massa caulinitica.

Na parte superior da unidade inferior argilosa, fácies de transição, as condições existentes, mais oxidantes e menos redutoras, promovem a preservação dos nódulos ferruginosos, que, por conseguinte, são mais numerosos e abundantes, formando além de manchas e ramificações, halos concêntricos descontínuos e nódulos bem característicos, em um plasma a gibbsita e caulinita (figura III.7). Entretanto, mesmo neste nível, o processo de deferruginização atua e propicia uma irregularidade nas bordas dessas zonas, o que fica evidenciado pela presença de porções desconectadas, como se fossem rastros, em contato gradacional e difuso com o plasma.

Na base da unidade intermediária bauxítica, fácies bauxítica, associações de volumes avermelhados e esbranquiçados (figura III.8), permitem a definição de zonas diferentes e correlacionáveis a diferentes etapas da evolução, em decorrência da saída do ferro e da desestabilização da gibbsita. No volume vermelho, associações reliquiais de zonas vermelhas-escuras, de composição principalmente hematítica e gibbsítica, e zonas

amarelas, de composição principalmente goethítica e gibbsítica, envoltas por um plasma bege gibbsítico, com alguns traços reliquiais das zonas vermelhas e amarelas, evidenciam uma evolução deferruginizante. O volume esbranquiçado caracteriza uma deferruginização mais tardia.

Novamente, esta evolução pode ser explicada pela transformação de um material prévio, de composição aluminoferruginosa, submetido a condições redutoras, que promove a desestabilização dos minerais ferruginosos, dissolução parcial da gibbsita e migração do ferro.

Esta deferruginização, na fácies nodular ferruginosa, é caracterizada por uma redistribuição do ferro e do alumínio, que, nas zonas mais ferruginosas, forma um cortex amarelo-avermelhado (foto III.12), de composição goethítica e gibbsítica, interligando volumes mais e menos ferruginosos e/ou formando concentrações maciças (figuras III.9, III.9b e III.9c); e, nas zonas menos ferruginosas se concentram em ramificações, gerando nódulos beges (gibbsíticos) com pontos e pintas reliquiais vermelhas, aluminoferruginosas (figuras III.9 e III.9.a, foto III.11).

A fácies de degradação, em contato gradacional com a precedente, caracteriza-se por apresentar partes reliquiais de alguns nódulos mais resistentes, constituídos por oxi-hidróxidos de ferro, gibbsita e quartzo (figura III.10).

Toda esta sequência evolutiva é recoberta por materiais detríticos, caracterizados pela presença de fragmentos ferruginosos, orientados segundo estratos.

Silicificação da Gibbsita

A síntese da caulinita por silicificação da gibbsita é um processo largamente discutido dentro das condições naturais. Já em 1933, HARRISON reconhece a formação de caulinita à partir da gibbsita, pela reação com a sílica carregada por capilaridade durante evaporação na estação seca, alternada com estações úmidas. Para GOLDMAN & TRACEY (1946), ALLEN (1952), GORDON *et al.* (1958) a silicificação de um material gibbsítico, por circulação de água contendo sílica em solução, é a origem dos horizontes aloteríticos cauliniticos, entre a isalterita gibbsítica e a couraça aluminosa ou alumino-ferruginosa sobrejacente.

Para GOLDICH (1948) os horizontes argilosos, situados entre a rocha mãe e a bauxita, são produtos normais em regiões tropicais, onde o intemperismo tem avançado a uma profundidade suficiente, e, onde as condições físicas permitem o estabelecimento de um permanente lençol d'água; nesta zona, minerais cauliniticos desenvolvem, por cristalização direta ou por silicificação da gibbsita.

Evidências petrográficas de silicificação são observadas por ALLEN (1952), quando da preservação da estrutura celular da gibbsita nas acumulações argilosas, por VALETON (1974), BANERJEE (1975), pela presença de fragmentos e nódulos gibbsíticos, embebidos numa matriz caulinitica, por MONIZ (1969), MONIZ *et al.* (1972), pela ocorrência, no interior dos veios cauliniticos, de finos filmes representantes de um sistema de juntas herdado da bauxita, por

BOULANGE (1983), na isalterita gibbsítica na base da formação bauxítica de Oroumbo-Bocca. KELLER & CLARKE (1984), por intermédio de MEV, descrevem estágios de silicificação da bauxita a caulinita, nos depósitos de Arkansas. DANGIC (1985), através de dados mineralógicos e geoquímicos mostra que a caulinitização se deu de uma maneira complexa, segundo um padrão de alteração zonada: bauxita original - zona boehmítica - zona caulinitica.

No laboratório vários experimentos foram feitos para obtenção da caulinita como síntese direta, a partir de fons (WEY & SIFFERT 1962) e de gels sílico-aluminosos (FRIPIAT *et al.* 1961 in SEGALEN 1965). DELVIGNE (1965) assinala esta transformação, primeiramente, pela dissolução total da gibbsita, de modo que a caulinita é formada à partir de fons em solução.

Os dados termodinâmicos permitem estabelecer que o equilíbrio destes minerais depende do teor em sílica na solução, do pH, da temperatura e do estado de cristalinidade dos minerais (GARRELS & CHRIST 1965, GARDNER 1970, FRITZ & TARDY 1973).

III.4 - CONCLUSÕES

As análises morfológicas, mineralógicas e geoquímicas, realizadas a diferentes escalas sobre a Jazida de Caulinita de Vargem dos Óculos, sugerem que os principais processos ocorrentes são a deferruginização e a silicificação, que levam a degradação de um material alumino-ferruginoso.

Desta forma, à partir de um material alumino-

ferruginoso pré-existente, cuja determinação é sugerida pela presença de nódulos hematíticos e gibbsíticos, envolvidos por um plasma caulinítico, o processo de deferruginização provoca a migração e redistribuição do ferro, enquanto, a silicificação promove a quase total transformação da gibbsita em caulinita.

Esta degradação, que é praticamente total na base da unidade inferior argilosa, onde condições hidromórficas e redutoras imperam, gradativamente, torna-se menos acentuada para o topo da sequência, onde as condições existentes, menos redutoras, permitem uma melhor preservação dos nódulos aluminoferruginosos.

CAPÍTULO IV

JAZIDA DE BAUXITA

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS, MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS

O estudo da Jazida de Bauxita realizado na frente de lavra, nos testemunhos de furos de sondagem e nas amostras superficiais, mostrou aspectos comuns à Jazida de Caulinita, de modo a estabelecer um perfil típico semelhante, representado pelas tres grandes unidades, da base para o topo (figura IV.1).

- Unidade Inferior Argilosa
- Unidade Intermediária Bauxítica
- Unidade de Recobrimento

IV.1 - DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA DAS PRINCIPAIS FÁCIES: MACROMORFOLOGIA, MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA

IV.1.1 - Unidade Inferior Argilosa

A unidade inferior tem uma distribuição restrita na área exposta, encontrando-se representada apenas pelo topo da fácies de transição (figura IV.1).

IV.1.1.1 - Fácies de Transição

A fácies de transição, aflorando segundo uma espessura irregular de apenas 0.50 m, caracteriza-se pela presença de um material argiloso, amarelado, friável, poroso (poros variando de 1 mm - 0.5 cm) com manchas irregulares avermelhadas, centimétricas, maciças e duras, que se intensificam para o topo. Grãos de quartzo de forma irregular, tamanho variável (até 3 mm), ímpidos, se distribuem caoticamente.

Unidade de Recobrimento

Unidade Intermediária Bauxítica:

fácies de degradação

fácies nodular ferruginosa

fácies bauxítica

Unidade Inferior Argilosa:

fácies de transição

contato entre as fácies

P'1 perfil

.1 ponto de amostragem

Fig. IV.1 - Corte esquemático projetado da Jazida de Bauxita, mostrando a distribuição vertical e lateral das fácies, localização do perfil vertical P'1 e pontos amostrados.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Ao microscópio, a fácies de transição caracteriza-se por apresentar o fundo matricial constituído por um esqueleto principalmente quartzoso, um plasma de tonalidade amarela-acastanhada e um sistema poral formado por poros e fissuras.

O quartzo é pouco frequente (<5%) e encontra-se disseminado caoticamente no plasma. Exibe um fraturamento intenso, extinção ondulante, forma irregular com reentrâncias de dissolução, podendo ocorrer isolado ou justaposto a cristais de gibbsita, que o contorna irregularmente (figura IV.2). Frequentemente, apresenta uma auréola ferruginosa irregular, de cor castanha, em contato gradacional com o plasma, à semelhança de nódulos reliquiais.

Compondo este esqueleto, mas numa proporção inferior a 1%, ocorrem pequenos cristais (0.062 mm a 0.177 mm) de turmalina, zircão, estauroлита, cianita, biotita.

O plasma, cuja composição é gibbsita e caulinita, é constituído por pontos e zonas ferruginosas acastanhadas, que formam manchas maciças, papules, ou ramificações irregulares acerca de vazios e ou de quartzo e gibbsita. Neste, também ocorrem concentrações grosseiramente globulares, semelhantes a nódulos, de cor amarela, sem cristalização perceptível e de tamanho inferior a 0.1 mm.

A porosidade é de aproximadamente 10 %, e, constitui-se por poros irregulares de tamanho variável (< 8 mm),

- 1 - manchas e ramificações acastanhadas
- 2 - papule
- 3 - quartzo
- 4 - gibbsita
- 5 - nódulo amarelado
- 6 - plasma amarelo-acastanhado
- 7 - vazio
- 8 - fratura

Fig. IV.2 - Desenho esquemático da fácies de transição.

isolados, e, por fissuras irregulares, vazias ou com acumulações ferruginosas nas paredes internas.

A fácies de transição, à semelhança da Jazida de Caulinita, caracteriza-se pois, pela presença de nódulos ferruginosos, maciços ou associados a quartzo e/ou gibbsita, no interior de um plasma de composição gibbsítica e caulinitica.

IV.1.2 - Unidade Intermediária Bauxítica

Na frente de lavra, a unidade intermediária bauxítica é bem representativa, abrangendo uma espessura variável de 4.0 a 8.0 m. Analogamente à jazida de caulinita (cap. III), os estudos micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos permitem distinguir três fácies (figura IV.1), com passagens gradativas entre elas: bauxítica, nodular ferruginosa e de degradação.

IV.1.2.1 - Fácies Bauxítica

É uma fácies de expressiva distribuição, sem variações laterais, abrangendo na área aflorante, um espessura aproximada de 3 m.

Nos primeiros 0.50 m, a partir da base, observa-se uma associação de volumes avermelhados, amarelados e esbranquiçados. Os volumes amarelados parecem envolver e isolar partes dos volumes avermelhados. Os volumes esbranquiçados cortam os vermelhos e amarelos e têm continuidade, sob a forma de faixas verticais (análogo à estrutura em "chamas", fotos IV.1 e IV.2), para o topo do horizonte. Nos volumes vermelhos e amarelos é comum a ocorrência de pequenos nódulos (1 a 2 mm) arredondados, marron amarelados. A porosidade é elevada e caracteriza-se pela ocorrência de

poros irregulares, de tamanhos variáveis (1 a 5 mm), isolados, sendo mais frequentes nos volumes amarelos e brancos, que são os mais friáveis.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

A fácies bauxítica, microscopicamente, caracteriza-se pela associação de diferentes zonas constituídas por um esqueleto quartzoso e um sistema poral semelhantes e, análogos à fácies precedente.

Na base da fácies bauxítica, nos primeiros 0.50 m, quatro diferentes zonas são observadas e representadas na figura IV.3. A zona vermelha-escura ocorre como manchas irregulares descontínuas e como cutans nas bordas dos vazios, associada ou não a gibbsitans. Mineralogicamente, esta zona é constituída, predominantemente, por hematita, gibbsita e goethita, e, em pequenas proporções, por quartzo e anatásio.

Envolvendo total ou parcialmente a zona vermelha-escura, observa-se uma zona constituída por uma concentração de pontos vermelhos com halos amarelos, que tornam-se gradativamente mais dispersos para a periferia, formando uma zona amarela e, em seguida uma zona amarela-clara a bege, com algumas pequenas sombras isoladas amarelas. A análise mineralógica por difração de raios-x fornece para estas zonas uma composição, predominantemente, gibbsítica e goethítica e, em pequenas proporções, hematita, quartzo e anatásio.

Concentrações irregulares ou globulares, maciças, de tamanho inferior a 2 mm, sem cristalização perceptível, de

- 1 - zona vermelha-escura
- 2 - zona constituída por concentrações de pontos vermelhos
- 3 - zona amarela
- 4 - zona amarela-clara
- 5 - concentrações marrons-amareladas
- Gb - gibbsita
- V - vazio
- Q - quartzo

Fig. IV.3 - Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a distribuição das diferentes zonas.

composição, predominantemente, gibbsítica e goethítica e, em proporções menores, quartzo e anatásio, encontram-se associadas nesta fácies.

Desta forma, observa-se na base desta fácies uma deferruginização gradual, caracterizada pela passagem gradativa da zona vermelha-escura, predominantemente, hematítica-gibbsítica, para uma zona amarela, predominantemente, gibbsítica e goethítica.

Na posição mediana desta fácies, o contato nítido e brusco de volumes avermelhados e esbranquiçados, (foto IV.3), de composição, predominantemente, hematítica-gibbsítica e gibbsítica, respectivamente, representa os fundos matriciais I e II. No fundo matricial I, relativo ao volume avermelhado (figura IV.4), observam-se grandes concentrações de zonas vermelhas-escuras, que se caracterizam por nódulos alumino-ferruginosos, envolvidos por um plasma bege.

Os nódulos apresentam forma irregular, podem ser maciços, de composição a hematita e gibbsita, como também, conter grandes cristais de quartzo e gibbsita. Revestindo os cristais de gibbsita observa-se uma auréola amarela, sem cristalização aparente (figura IV.4, detalhe do quadrante assinalado).

O contato desses nódulos alumino-ferruginosos com o plasma é gradual, passando por uma zona avermelhada, que gradativamente torna-se mais clara até se confundir com o plasma bege.

O plasma bege, tem uma composição, predominantemente, gibbsítica, e é salpicado por pontos ou pequenas manchas vermelhas-escuras.

- fundo matricial I relativo ao volume avermelhado
- fundo matricial II relativo ao volume esbranquiçado

Gb - gibbsita

Q - quartzo

V - vazio

Fig. IV.4 - Desenho esquemático da fácies bauxítica, mostrando a associação dos volumes avermelhados e esbranquiçados e, a presença de gibbsita, envolvida pelas zonas amarela, vermelha-escura e vermelha (detalhe do quadrante assinalado).

No fundo matricial II, relativo ao volume esbranquiçado (figura IV.4), as concentrações vermelhas-escuras, que se caracterizam por nódulos alumino-ferruginosos, se reduzem em tamanho e em frequência, ocorrendo sob a forma de ramificações descontínuas e cristalizações isoladas de gibbsita, que se acham envolvidas por uma concentração de pontos e manchas vermelhas com os bordos amarelados, que gradativamente se difundem no plasma gelo, de composição, predominantemente, gibbsítica.

Desta forma, a passagem gradual entre as zonas vermelhas-escuras, de composição hematítica-gibbsítica, e o plasma gelo, de composição, predominantemente, gibbsítica, caracteriza uma evolução deferruginizante no fundo matricial I. Entretanto, o contato brusco e nítido com o fundo matricial II, caracteriza uma nova frente de deferruginização.

No topo desta fácies bauxítica, os volumes esbranquiçados se generalizam (figura IV.5) e são representados por um plasma gelo com pontos e ramificações descontínuas vermelhas, em distribuição irregular. Pequenos cristais de gibbsita (< 0.1 mm) se encontram disseminados nesta zona. Cristais maiores, de aproximadamente até 0.4 mm, isolados ou associados a minerais de quartzo, ainda apresentam halos ferruginosos avermelhados, entretanto, mostram os bordos irregulares com reentrâncias de dissolução.

Localmente, cortando todo o fundo matricial, observam-se acumulações ferruginosas, de cor vermelho-escuro, envolvendo grandes cristais de gibbsita, de modo a constituir,

- 1 - ramificações descontínuas avermelhadas
- 2 - plasma gelo
- 3 - ferran e gibbsitan

Gb - gibbsita

Q - quartzo

Fig. IV.5 - Desenho esquemático do topo da fácies bauxítica, mostrando o plasma gelo com pontos e ramificações ferruginosas descontínuas e, cristalizações de gibbsita.

respectivamente, ferrans e gibbsitans (figura IV.5), evidenciando, pois, uma nova geração de gibbsita.

Desta forma, duas gerações distintas de gibbsita são observadas. A primeira, representada pelos cristais isolados ou associados a minerais de quartzo, e, que apresentam indícios de dissolução; e, a segunda representada pelos grandes cristais que se associam a ferrans. De acordo com as observações microscópicas, os cristais da primeira geração são reliquiais de um material alumino-ferruginoso, em vias de deferruginização, e, os cristais da segunda geração são produtos da acumulação absoluta de alumínio, que se cristaliza em poros e fissuras, sob a forma de gibbsita.

IV.1.2.2 - fácies Nodular Ferruginosa

Na Jazida de Bauxita, a fácies nodular ferruginosa é bem expressiva, abrangendo uma espessura variável de 0.50 a 2.50 m. Analogamente à Jazida de Caulinita, esta fácies é constituída por nódulos irregulares e de tamanho variável (3 mm a 10 cm), distribuídos aleatoriamente, numa matriz pouco abundante (abrangendo cerca de 20%), friável, de cor vermelha-amarelada, com pequenas manchas irregulares e esbranquiçadas, e, concentrações irregulares, milimétricas, maciças, marrons-amareladas.

Os nódulos podem ser homogêneos, endurecidos, de cor vermelho-escuro, com pequenas vesículas (< 2 mm), como também, podem ser heterogêneos e friáveis, de coloração rosada, com manchas amareladas e traços irregulares e

descontínuos vermelhos.

Um cortex marrom-amarelado, duro, maciço envolve todos estes nódulos, interligando-os segundo um entrelaçamento ou isolando partes da matriz.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Os nódulos homogêneos, vermelhos-escuros, à semelhança dos ocorrentes na fácies nodular ferruginosa da Jazida de Caulinita, não apresentam cristalização perceptível, sendo constituídos, predominantemente, por hematita, gibbsita e goethita, e, em pequenas proporções, por quartzo e anatásio. Pequenos cristais de gibbsita (< 0.1 mm) de forma irregular e contorno difuso, isolados ou associados ao quartzo, acham-se dispersos nesta zona, embora sejam pouco frequentes. Poros de forma irregular, tamanho inferior a 2 mm, se encontram isolados e abrangem cerca de 7%. Nas bordas do nódulo, da mesma forma que na Jazida de Caulinita, observam-se manchas vermelhas, que gradualmente se intensificam e substituem a coloração vermelha-escura do nódulo, passando em seguida para uma tonalidade amarela-avermelhada, de composição goethítica e gibbsítica, que caracteriza o cortex (figura IV.6). Goetans são comuns, revestindo poros e micro-fraturas.

Os nódulos heterogêneos são constituídos por um plasma bege (figura IV.6) sem cristalização perceptível, com ramificações, manchas ou pontos vermelhos-escuros irregularmente distribuídos. Os constituintes mineralógicos deste plasma são principalmente gibbsita e, em pequenas proporções,

- 1 - nódulo vermelho-escuro
- 2 - manchas vermelhas
- 3 - cortex amarelo-avermelhado
- 4 - plasma bege
- 5 - ramificações ferruginosas
- 6 - gibbsita em contato nítido com o plasma

Gb - gibbsita

Q - quartzo

V - vazio

Fig. IV.6 - Desenho esquemático da fácies nodular ferruginosa, mostrando a associação de nódulos ferruginosos e aluminosos e, a passagem gradativa do nódulo vermelho-escuro para o cortex.

anatásio, goethita e hematita. Cristalizações de gibbsita são comuns (cerca de 10 %), ocorrendo como pequenos cristais (<0.5mm) isolados, justapostos ao quartzo e apresentando os bordos irregulares e os contatos difusos; localmente, podem estar envolvidos por ramificações, manchas ou concentrações de pontos vermelhos-escuros. Os quartzos são mais frequentes e maiores (0.5 mm a 3 mm) nesta zona, apesar de não ultrapassarem 5 %. Em certos locais, observam-se cristais de gibbsita bem evidenciados, em contato nítido com a matriz, sugerindo pertencerem a uma geração posterior à dos cristais acima descritos (figura IV.6, parte 6). Frequentemente, o contato deste nódulo com o cortex amarelo-avermelhado é nítido e brusco.

Em síntese, o estudo micromorfológico desta fácies revela a ocorrência de um material heterogêneo constituído por volumes ferruginosos de composição a hematita-gibbsita, pobres em cristais de quartzo e gibbsita, ao lado de volumes aluminosos com maiores concentrações de quartzo e gibbsita. Esta fácies apresenta características de uma evolução deferruginizante, que propicia a redistribuição do Fe e do Al, gerando um cortex amarelo-avermelhado e, deixando relíquias sob a forma de ramificações, manchas e pontos isolados ferruginosos.

IV.1.2.3 - Fácies de Degradação

Esta fácies, cuja espessura na área aflorante está compreendida no intervalo de 0.40 a 1.20 m, apresenta-se muito friável, granular, de cor vermelho-amarelado, com pequenos

volumes (< 3 cm) de forma irregular, maciços e duros, de cor vermelho-escuro.

Na parte superior torna-se mais argilosa e de aspecto mais homogênea, predominando a tonalidade avermelhada com algumas manchas amarelas isoladas e difusas. Fissuras vazias de espessura variável (< 1 cm), seccionam irregularmente toda esta fácies.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Volumes, predominantemente, avermelhados ocorrem ao lado de volumes, predominantemente, amarelados, em distribuição irregular e, em contato íntimo e difuso (figura IV.7). O sistema poral é elevado e se caracteriza por poros e fissuras.

Os volumes avermelhados são constituídos por um plasma vermelho-amarelado com pequenas zonas irregulares, ramificações descontínuas ou pontos vermelhos. Mineralogicamente, esse volumes são formados, predominantemente, por goethita, gibbsita, e, subordinadamente, por hematita, quartzo e anatásio.

Os volumes amarelados, cuja composição mineralógica é, predominantemente gibbsita, e, subordinadamente, goethita, quartzo e anatásio, são constituídos por um plasma bege-amarelado com pontos e pintas vermelhas, distribuídas caoticamente.

A gibbsita ocorre como pequenos cristais (<0.4mm), de forma irregular, bordos difusos, isolados ou justapostos ao quartzo, dispersos em ambas as zonas numa proporção aproximada e

- 1 - zonas e ramificações vermelhas
- 2 - plasma vermelho-amarelado
- 3 - plasma bege-amarelado
- 4 - fraturas

Gb - gibbsita

Q - quartzo

V - vazio

Go - goethita

Fig. IV.7 - Desenho esquemático da fácies de degradação, mostrando a associação de volumes avermelhados e amarelados, a presença restrita das zonas vermelhas, pequenos cristais de gibbsita e um sistema fissural intenso.

até 10%.

A porosidade acentuada (cerca de 30 %), é caracterizada por poros irregulares de tamanhos variados (< 0.5 cm) e fissuras contínuas ou não, vazias ou com cristalizações de goethita, que seccionam irregularmente ambos os volumes, individualizando células.

A presença restrita de zonas e ramificações isoladas vermelhas, a distribuição caótica de pequenos cristais de gibbsita, isolados ou associados ao quartzo e, a elevada porosidade fissural com a formação de células, indicam serem estes elementos produtos de um processo avançado de degradação da fácies precedente.

IV.1.3 - Unidade de Recobrimento

Esta unidade, cuja espessura, na frente de lavra varia de 4 a 8 m, apresenta características sedimentares, evidenciadas pela ocorrência de estratos constituídos por nódulos arredondados de cor amarela, fragmentos de canga, fragmentos de de itabirito e agregados arredondados, formados pela associação de quartzo e argila.

Dentro desta unidade observa-se a superposição de dois horizontes, cada um deles constituído inicialmente, da base para o topo, por um material argiloso de cor vermelha com manchas isoladas amarelas que, gradativamente, torna-se arenoso e granular, evidenciando estruturas sedimentares características.

Análise Micromorfológica e Mineralógica

Na base desta unidade, nos dez primeiros centímetros, um plasma de tonalidade, predominantemente, avermelhada com manchas difusas amarelas, encontra-se envolvendo nódulos, quartzo e gibbsita.

Os nódulos têm forma irregular a grosseiramente arredondada, variados tamanhos (< 3mm) e cores (castanho, vermelho, vermelho-amarelado, amarelo), são maciços, não apresentam cristalização perceptível e abrangem cerca de 25% deste horizonte. Entretanto, não se encontram bem individualizados, apresentando contato difuso com o plasma envolvente. Os nódulos vermelhos e vermelhos-amarelados, frequentemente, contêm pequenas manchas (< 0.3mm) amarelas, grosseiramente globulares, maciças ou envolvendo irregularmente pequenos cristais (< 0.2 mm) de gibbsita, cujos bordos são difusos e pouco evidenciados. Pequenas fraturas (< 0.2 mm), vazias ou com cristalizações de gibbsita, podem também estar contidas nestes nódulos.

Os quartzos se distribuem caoticamente, mas em proporções pequenas (cerca de 5%). Apresentam tamanhos variados (< 0.5 mm), forma irregular, bordos com reentrâncias de dissolução e podem ocorrer associados ou não à cristalizações de gibbsita.

Gibbsita bem cristalizada, maclada, de tamanho < 0.5 mm é frequente em todos os interstícios intergrãos e nas fissuras intranodulares, entretanto, apresenta os bordos irregulares e difusos, com reentrâncias de dissolução.

Avançando verticalmente para o topo do perfil observa-

-se um decréscimo gradual do plasma até sua completa extinção. Os nódulos se intensificam abrangendo uma proporção de até 80%, são bem individualizados e podem se distribuir caoticamente ou constituírem estruturas sedimentares típicas, como a orientação dos elementos alongados e o aleitamento gradacional. Localmente estas estruturas são truncadas, dando uma falsa idéia de um fragmento de rocha. Entretanto nas bordas observa-se uma continuidade dos estratos, permanecendo a mesma granulometria, mudando apenas a coloração dos nódulos, de, predominantemente acastanhados para predominantemente amarelados (foto IV.5).

A distribuição dos nódulos de tonalidades diferentes é irregular, ocorrendo locais com maior concentração dos nódulos vermelhos ou dos nódulos amarelos ou de ambos. Entretanto, alguns apresentam uma variação gradativa de cor do centro para a periferia, passando do vermelho-escuro para o vermelho e, em seguida para o amarelo (foto IV.6).

Análise mineralógica por difração de raios-x fornece para estes nódulos uma composição predominantemente gibbsítica (70%) seguidos por goethita, caulinita e, em proporções menores, por anatásio.

Cristalizações de gibbsita com indícios de dissolução persistem em todo o perfil nos interstícios internodulares.

Uma diminuição brusca da concentração dos nódulos, em detrimento a uma intensificação do material argiloso, indica a superposição de um novo horizonte com as mesmas características do anterior. Isto é, inicia-se com um abundante plasma

envolvendo nódulos pouco individualizados que gradativamente se intensificam para o topo em prejuízo a uma escassez do plasma. Localmente, na base deste novo ciclo, alguns fragmentos angulosos, de tamanho até 3.5 mm, cujos constituintes são os mesmos do horizonte subjacente, se destacam (foto IV.7).

A ocorrência de estruturas tipicamente sedimentares, a superposição de dois horizontes marcados por variações texturais e pela presença de fragmentos remobilizados do horizonte subjacente, induz para esta unidade uma origem detrítica, em que, pelo menos dois ciclos sedimentares se superpõem.

A presença de nódulos com variações gradativas de cor do centro para a periferia; nódulos com pequenos cristais de gibbsita com bordos irregulares, contato difuso, envolvidos por uma auréola amarela; a distribuição irregular dos nódulos de tonalidades diferentes; são indícios de uma deferruginização que pode ser anterior ou posterior a deposição destes elementos. Entretanto, a ocorrência de cristalizações de gibbsita, com indícios de dissolução, nos interstícios intergranulares, e, o falso truncamento dos estratos, indicam, respectivamente, um processo de acumulação absoluta de Al, que se cristaliza sob a forma gibbsita, seguido de uma deferruginização, ambos posteriores a deposição dos sedimentos.

IV.2 - DADOS QUÍMICOS E VARIAÇÕES MINERALÓGICAS

As análises químicas dos elementos maiores e traços, efetuadas nas fácies definidas na Jazida de Bauxita, permitem observar (Tabela IV.1):

- Uma distribuição irregular de SiO₂ livre, comumente

Tabela 19.1 Análise das variações mineralógicas e químicas nas diferentes fácies da Junta de Escurita

Unidade	Fácies	Estrutura	Composição Mineralógica (Z)							Composição Química																
			Ca	Si	Al	Fe	Mg	K	Na	Ti	Zr	Hf	Nb	Ta	Sr	Ba	Pb	Zn	Cu	Mn	Co	Ni	As	Sb	Bi	

inferior a 2%. Maiores concentrações ocorrem na unidade de recobrimento.

- Os teores de SiO_2 combinada, significativos na fácies de transição, diminuem bruscamente na unidade intermediária bauxítica e elevam-se novamente na unidade de recobrimento.

- Os cátions alcalinos e alcalinos terrosos aparecem em quantidade reduzida em todo o perfil.

- O Al_2O_3 e TiO_2 apresentam variações, aparecendo, entretanto, sempre com teores elevados. Uma correlação positiva é observada entre esses dois elementos e ilustrada, através do diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (figura IV.8), à semelhança da Jazida de Caulinita (Cap. III) e, das observações de VALETON (1972), BARDOSSY & BARDOSSY (1954), DUDICH & SIKLÓSI (1970).

- Na dosagem dos elementos traços a obtenção de valores acentuadamente variáveis e pouco significativos para o contexto genético, analogamente, ao que se observa na Jazida de Caulinita, provavelmente em decorrência do pequeno número de análises.

A representação do sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (figura IV.9), utilizando os dados da Tabela IV.1, adicionados às análises químicas de poços (figura III.1) perfurados e analisados pela MBR (Tabela IV.2), observa-se uma passagem gradacional entre as fácies e um agrupamento de valores correspondente à unidade de recobrimento.

Através dos resultados químicos e mineralógicos, um balanço mineralógico quantitativo foi obtido nas diferentes fácies (Tabela IV.1) e, conseqüentemente, um perfil mineralógico

FIG. IV - B - Correlação TiO_2 - Al_2O_3 , Jazido de Bauxito.

FIG. IV - 9 - Evolução geoquímica geral do Jazido de Bauxita.

da Jazida de Bauxita (figura IV.10). A unidade inferior argilosa, representada apenas pelo topo da fácies de transição caracteriza-se pela associação de gibbsita, caulinita, goethita, hematita e, subordinadamente, por quartzo e anatásio. Na fácies sobrejacente, fácies bauxítica, a gibbsita predomina aparecendo a caulinita somente em proporções muito reduzidas. As porcentagens de goethita e hematita, já significativas nesta fácies, aumentam consideravelmente para o topo, atingindo cerca de 60% na fácies nodular ferruginosa.

Tabela IV.2 - Análise química de amostras de poços, Jazida de Bauxita (Fonte: ALCAN).

Poço	Amostra	Composição química (%)		
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
1'	bauxita	73,0	3,8	23,2
2'	bauxita	71,0	3,4	25,6
3'	bauxita	66,3	2,8	30,9

Na unidade de recobrimento os teores de caulinita tornam-se novamente representativos, caracterizando uma variação brusca no perfil. Maiores concentrações de quartzo, embora inferior a 5%, também ocorrem nesta unidade.

O anatásio mantém uma distribuição relativamente constante ao longo de todo o perfil, concentrando os valores mais elevados na fácies rica em gibbsita.

IV.3 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As características morfológicas, micromorfológicas, mineralógicas e geoquímicas permitem individualizar diferentes fácies nas unidades definidas no decorrer das observações macroscópicas e, evidenciar os processos evolutivos do depósito.

Na fácies de transição, apesar da discreta área aflorante, a ocorrência de feições pedológicas representadas por nódulos, ramificações descontínuas, papules, de composição alumino-ferruginosa, dentro de um plasma amarelo de composição predominantemente aluminosa, caracteriza um processo de deferruginização à semelhança da jazida de caulinita.

Na fácies bauxítica sobrejacente, embora mais ferruginosa, estas características persistem e são evidenciadas pela ocorrência de volumes avermelhados, constituídos por diferentes zonas em contato gradacional, como decorrência de uma saída progressiva do ferro e da desestabilização da gibbsita. Entretanto o contato brusco desses volumes com volumes esbranquiçados, caracteriza uma nova frente de deferruginização, que se intensifica para o topo, mascarando totalmente os volumes avermelhados, e dá origem ao volume esbranquiçado, de composição predominantemente gibbsítica, com pontos e pintas reliquiais dos volumes vermelhos. Gibbsita bem cristalizada, em contato nítido com o plasma, caracteriza uma segunda geração de formação, ao lado de gibbsitans e goetans como resultado de transferências do Fe e do Al provenientes da

degradação das fácies sobrejacentes, analogamente como observou NAHON 1976, NAHON et al. 1977, NAHON & BOCQUIER 1983, BOCQUIER et al. 1983.

Na fácies nodular ferruginosa a presença de volumes ferruginosos ao lado de volumes aluminosos, constituídos por uma variação gradativa de diferentes zonas, interligadas pelo cortex amarelo-avermelhado, de natureza goethítica-gibbsítica, são indícios de um processo deferruginizante sobre esta fácies.

Segundo BOCQUIER et al. (1983), o fenômeno de redistribuição do ferro leva a formação de volumes nodulares, caracterizados por uma evolução ferruginizante e de volumes internodulares, caracterizados por uma evolução deferruginizante. Na periferia dos nódulos ocorrem transformações mineralógicas, como hematita em goethita, acompanhada por uma mudança estrutural, caracterizada pela formação de um cortex, que se espessa às custas do plasma intranodular, tratando-se portanto, de uma evolução centrípeta (NAHON 1976, PARRON et al. 1983).

Na fácies de degradação a deferruginização é generalizada de modo a deixar apenas alguns vestígios da fácies precedente como traços, manchas, nódulos irregulares alumino-ferruginosos, assim como pequenos cristais de gibbsita e quartzo.

Toda esta sequência de fácies é recoberta por materiais detríticos, identificados como nódulos gibbsíticos, fragmentos ferruginosos, quartzo, que se orientam segundo estratos, caracterizando estruturas tipicamente sedimentares. Entretanto, a

superposição de dois horizontes, marcados por variações texturais, indica a ocorrência de pelo menos dois ciclos sedimentares, cujos constituintes são oriundos de um perfil laterítico a montante.

Os elementos desta unidade de recobrimento apresentam registros de um mecanismo geoquímico de subtração do ferro, que, poderia ser considerado anterior e/ou posterior a sedimentação. Entretanto, outras evidências como a ocorrência de cristais de gibbsita com indícios de dissolução, nos vazios intergrãos, e, o "falso" truncamento dos estratos, indica, respectivamente, um processo de acumulação absoluta de Al e sua cristalização sob a forma de gibbsita, seguido de uma deferruginização, ambos posteriores à deposição dos sedimentos.

IV.4 - CONCLUSÕES

O estudo genético da Jazida de Bauxita mostra aspectos comuns à Jazida de Caulinita, de modo a poder estabelecer e correlacionar um perfil semelhante que mostra a existência de diferentes organizações, caracterizadas por diferentes zonas, que apresentam uma nítida evolução no tempo e no espaço, em decorrência de uma deferruginização gradual e progressiva.

Este mecanismo geoquímico de subtração do ferro é claro quando da análise das fácies de transição e bauxítica que, à semelhança da Jazida de Caulinita, é caracterizada por volumes avermelhados constituídos por diferentes zonas, gradativamente menos ferruginosas. Entretanto, uma nova frente de

deferruginização, vinda do topo para a base, pouco representativa na Jazida de Caulinita, mas intensa na Jazida de Bauxita, provoca uma saída brusca do ferro, a formação de volumes brancos em contato nítido com os volumes avermelhados e uma nova geração de cristais de gibbsita, gibbsitans e goetans.

Macroscopicamente esta frente de deferruginização é traduzida pelo aparecimento de manchas isoladas na fácies de transição, passando a faixas verticais na base da fácies bauxítica e difundindo-se completamente na parte intermediária e superior desta fácies, de modo a provocar um enriquecimento relativo em gibbsita e, conseqüentemente, uma fácies bauxítica mais expressiva.

O carácter alóctone da unidade de recobrimento, cujos elementos constituintes são típicos de um perfil laterítico, é evidenciado pela ocorrência de estruturas sedimentares características. Esta unidade como a subjacente, mostra evidências de um processo de acumulação absoluta de Al e sua cristalização em gibbsita, seguido de um processo de deferruginização, ambos posteriores à sedimentação.

Como conclusão, na Jazida de Bauxita observa-se a ocorrência de duas frentes de deferruginização. Uma com sentido para o topo, ligada a oscilação do lençol freático, à semelhança da Jazida de Caulinita, e outra, com sentido para a base, causada por desequilíbrios pedoblocclimáticos (BOULET 1974, BOULET *et al.* 1977). Esta última promove degradações na parte superior (NAHON 1976, NAHON & MILLOT 1977), interna (LEPRUN

1971, 1977) e basal (LEPRUN 1971, 1977, NAHON 1976, NAHON & MILLOT 1977, BOULANGÉ 1983) da unidade intermediária bauxítica.

CAPÍTULO V

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DAS JAZIDAS

Os estudos micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos colocam em evidência as sucessões de fácies ao longo de uma complexa história geológica.

Uma interpretação geral da gênese das Jazidas de Caulinita e Bauxita e a evolução do relevo apresenta certamente um risco de simplificar esta história. Entretanto, os dados de campo, como a morfologia atual, a distribuição espacial das unidades morfológicas, das diferentes fácies e das formações geológicas, nos induzem propor um modelo genético.

V.1 - TRABALHOS ANTERIORES

Os depósitos de argila e bauxita de Vargem dos Óculos, por sua posição geomorfológica dentro de um importante compartimento estrutural do Quadrilátero Ferrífero e por interesses econômicos, foram abordados em diferentes trabalhos, havendo controvérsias quanto a sua gênese, embora haja um consenso entre os autores quanto ao carácter aloctone destes depósitos, com relação à rocha subjacente.

POMERENE (1964) indica uma ampla faixa de depósitos lacustres e de enchimento de vales, localizada no sopé da Serra da Moeda (figura. 1.2), em que as Jazidas de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Óculos são destacadas e interpretadas como uma evolução in situ à partir desses sedimentos aluvionares. Para SOUZA (1983), esses depósitos lagunares seriam oriundos de filitos carbonáticos do Grupo Itabira.

BARBOSA & RODRIGUES (1965, 1967), baseando-se na

disposição topográfica dos depósitos, na forma das depressões e nas características do material transportado, sugerem uma deposição em paleo-playas. Entretanto, FLEISCHER & OLIVEIRA (1969), DORR (1969) e BARBOSA (1980) consideram uma deposição em depressões cársticas (DORR et al 1960), abertas nos dolomitos da Formação Gandarela.

BARBOSA & RODRIGUES (1965) definem, da base para o topo, a seguinte disposição para os depósitos de Vargem dos Óculos: argila inferior (espessura não determinada) - bauxita (0.50 m a 1 m de espessura) - canga (0.20 m de espessura) - material colúvio-aluvial (5 m de espessura) - canga de pedimento (2 m de espessura). A partir desta disposição e com base em TRIGART (1961), que propôs uma alternância de períodos de clima seco e úmido para os sedimentos da Bacia de Gandarela, a leste do Quadrilátero Ferrífero, estes autores descrevem uma reconstituição paleoclimática para os depósitos de Vargem dos Óculos. Desta forma, a formação da argila inferior ocorreu sob um clima úmido, seguido de um período seco que abriu gretas de contração, propiciando a infiltração de material colúvio aluvial, gerando manchas na argila (BEAUJEU-GARNIER 1961, in BARBOSA & RODRIGUES 1965); posteriormente, uma fase climática com estações contrastadas formou a canga, que foi seguida de um clima úmido capaz de provocar a cobertura de material colúvio-aluvial. Segundo Barbosa (1980), a abertura da drenagem foi responsável pela migração do ferro e a transformação da argila em bauxita.

O perfil da Jazida de Bauxita do Vargem dos Óculos, descrito por FLEISCHER & OLIVEIRA (1969), apresenta da base para o topo: canga (espessura não mencionada) - bauxita (espessura: 1

m a 6 m) - canga (espessura: 20 cm) - bauxita (espessura: 20 cm) - argila (espessura: 1 m) - canga recente (espessura não mencionada). Estes autores interpreta-o à luz da teoria da bloresistasia (ERHART 1967), como formado em uma bacia interior, condicionado pela paisagem cárstica da Formação Gandarela. Segundo esta hipótese, os materiais lateríticos refletem em ordem inversa o perfil pedológico desmantelado durante curtos e sucessivos períodos resistáticos, antecedidos por períodos biostáticos construtores do perfil pedológico a montante.

Para FLEISCHER & OLIVEIRA (op. cit) os altos teores em Fe_2O_3 e TiO_2 e o baixo teor em SiO_2 das bauxitas da região sugerem um retrabalhamento de antigos perfis lateríticos, tendo como área fonte as rochas básicas e ultrabásicas do embasamento pré-Minas, analogamente à bauxitas de Provence, França.

Os depósitos de Vargem dos Óculos, por se encontrarem sobre o pedimento da serra da Moeda, superfície Pós-Gondwana (KING 1956), são datados geomorfologicamente como terciários a quaternários (POMERENE 1964). BARBOSA & RODRIGUES (1965, 1967) definem estes depósitos como pliocênicos, correlacionando-os com os da Lagoa do Miguelão, mais ao sul, e com os de Fonseca, datados, respectivamente, como terciários (POMERENE 1964) e pliocênicos (DUARTE 1958). Entretanto, essas interpretações são questionáveis, uma vez que dados mais recentes, (DUARTE & MELLO FILHA 1980, LIMA & SALARD-CHEBOLDIAEFF 1981), apresentam idades mais antigas para os sedimentos Fonseca, (Mioceno e Eoceno,

respectivamente), corroborando a datação de King (1956).

V.2 - CONTEXTO GEOMORFOLOGICO

As jazidas de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Oculos encontram-se sobre uma extensa e bem desenvolvida superfície protegida por cristas constituídas por quartzitos e itabiritos, que compõem uma feição típica de relevo invertido, relacionada ao sinclinal da moeda.

Do ponto de vista da evolução do relevo, esta superfície foi interpretada por diversos autores, vide Cap. 1,1.4, como um glacis de erosão, não havendo, entretanto, consenso quanto a idade da mesma.

A configuração da região, todavia, quando analisada sob a ótica dos conceitos de aplainamento geoquímico (MILLOT 1977, 1980, 1983), segundo os quais as transformações mineralógicas, geoquímicas e estruturais ocorridas no manto de alteração conduzem a uma suavização do relevo, permite uma interpretação distinta da morfogênese. Deste modo, as cristas circundantes, constituídas de quartzitos e itabiritos, e a superfície deprimida interna, cujo substrato é formado por rochas da Formação Gandarela, resultariam de uma conjunção entre o aplainamento geoquímico e a erosão diferencial.

Segundo este modelo, a heterogeneidade litológica da Formação Gandarela (dolomitos, itabiritos dolomíticos, filitos dolomíticos e filitos) seria responsável, em termos de aplainamento geoquímico, pela formação dos desníveis e depressões existentes na superfície em questão (foto 11.1).

Através de fotointerpretação e dados de campo, nas

vizinhanças das jazidas, tres unidades morfológicas foram definidas, as unidades de alta, média e baixa vertente, e identificadas as formações superficiais a elas associadas (figura V.1).

As unidades de alta e média vertente são capeadas por uma couraça ferruginosa isalterítica (CHATELIN 1974), desenvolvida sobre os itabiritos da Formação Cauê e as fácies ferruginosas da Formação Gandarela. As altitudes da unidade de alta vertente são aproximadamente constantes e oscilam na cota de 1400 a 1450 m.

A interface entre as unidades média e baixa vertente é revestida por uma couraça alumino-ferruginosa, a hematita, goethita, gibbsita e caulinita, constituída por nódulos variados em estágios avançados de degradação.

A unidade de baixa vertente, que forma uma superfície plana de cota média 1350m no sopé das encostas, é constituída por um material argiloso de composição, predominantemente, caulinitica e, subordinadamente, goethítica. Nas proximidades das vertentes observa-se blocos alóctones oriundos da couraça alumino-ferruginosa, situada à montante, sendo consumidos por essa superfície argilosa. Correlacionável à esta unidade morfológica, encontra-se a superfície abrangida pelas jazidas de Caulinita e Bauxita, pois a aparente sobre-elevação dessa área é decorrente da espessa unidade de recobrimento, constituída por fragmentos de canga, itabirito, nódulos gibbsíticos, quartzo, etc.

A Interface Média Vertente/Baixa Vertente

A caracterização da formação superficial, localizada na interface média vertente/baixa vertente, foi feita através do estudo macromorfológico, micromorfológico e mineralógico de toposequências e de pontos amostrados em superfícies homólogas. O perfil CC' (figura V.2) mostra a expressiva distribuição da couraça alumino-ferruginosa, representada por duas fácies, com passagens gradacionais de uma para outra.

A fácies situada nas partes mais elevadas desta formação superficial é constituída por uma couraça ferruginosa, de cor marrom-avermelhado, dura, com poros milimétricos numa proporção de 25% e, contendo nódulos irregulares de tamanhos variados de itabirito, canga. Localmente encontra-se cortada por velos de quartzo apresentando cristais facetados e specularitas bem desenvolvidas associadas.

Ao microscópio esta fácies é caracterizada por um esqueleto quartzoso, um plasma ferruginoso, de cor vermelho-escuro e, uma porosidade que abrange cerca de 25%, representada por pequenos poros (< 2mm) irregulares e fissuras associadas a goetans. Feições pedológicas são representadas por variados nódulos e papules.

Os quartzos, de tamanhos variados, apresentam-se límpidos, fraturados e com extinção ondulante. Entretanto, encontram-se em estágio avançado de dissolução, culminando na sua fragmentação in situ, porém, sem evidência de deslocamento. É comum a cristalização parcial ou total de gibbsita nos planos de fratura e nas suas bordas, em íntima associação

Fig. V - 2 — Perfil esquemático CC'.

com o cristal, analogamente ao observado nas jazidas de Caulinita e Bauxita.

O plasma apresenta uma coloração vermelha-escura a vermelha-amarelada, com pequenos pontos negros disseminados. Mineralogicamente é constituído, predominantemente, por hematita e, secundariamente, por goethita.

Os nódulos, que apresentam tamanhos variados ($< 0,5$ mm) e formas irregulares, podem ser ferruginosos e aluminosos. Os nódulos ferruginosos são vermelhos-escuros a vermelhos, têm composição predominantemente hematítica, são maciços ou contêm pequenos poros ($< 0,1$ mm) grosseiramente orientados segundo lineações, à semelhança de um fragmento reliquial de itabirito em que os grãos de quartzo foram completamente dissolvidos. Alguns destes nódulos apresentam uma auréola irregular com cristalizações de gibbsita, que por sua vez apresentam um cortex de cor amarela, sem cristalização perceptível. Os nódulos aluminosos são amarelos, apresentam composição gibbsítica e um cortex de goethita.

O contato dos nódulos com o plasma é íntimo e difuso, ocorrendo frequentemente na periferia dos nódulos uma fragmentação segundo pequenas pintas, que se difundem no plasma como pontos negros. Outra feição pedológica frequente neste material é a ocorrência de restos reliquiais de goetans (papules, BREWER 1964) imersos no plasma.

Cristalizações de gibbsita invadem todo o sistema fissural, cortando nódulos e cortex, indicando um evento gibbsítico posterior.

A fácies situada nas partes mais baixas da interface média/baixa vertente é caracterizada por uma couraça semelhante à da parte superior, porém friável, argilosa, e, com menor quantidade e menores nódulos.

Ao microscópio observa-se uma maior difusão e uma associação mais íntima entre o plasma e os nódulos, indicando uma avançada degradação destes e sua substituição pelo plasma avermelhado.

As observações macroscópicas e microscópicas acima descritas nos induzem a considerar alguns aspectos concernentes aos eventos a que foi submetida esta formação superficial. A partir de uma couraça alumino-ferruginosa, cuja evolução "in loco" é confirmada pelos velos de quartzo com especularita, pela presença de um esqueleto quartzoso, em avançado estágio de dissolução, que culminou na sua fragmentação porém sem indícios de deslocamento, e pela presença de nódulos com traços reliquiais de um fragmento de itabirito, transformações sucessivas de degradação e ferruginização ocorrem. Esses mecanismos são evidenciados pelos restos reliquiais de goetans, pelos variados nódulos com marcas de diferentes etapas de endurecimento e degradação, culminando na sua fragmentação e, como consequência, na formação de uma material mais friável.

Todos estes constituintes parecem ser elementos reliquiais dentro de um plasma ferruginoso, avermelhado, completamente invadido por gibbsita. Esta grande infiltração de gibbsita, constatada como último evento pela penetração dos cristais no interior e no córtex dos nódulos, evidencia a existência pretérita de uma couraça bauxítica na parte superior

deste perfil.

V.3 - O CONTEXTO GEOLÓGICO

V.3.1 - A Unidade Laterítica Subjacente às Jazidas.

Análise macromorfológica, micromorfológica e mineralógica das amostras de furos de sondagens, realizadas na Jazida de Caulinita, mostraram a ocorrência de uma outra unidade subjacente a unidade inferior argilosa (capítulo III) com características estruturais bem diferenciadas, constituída por duas fácies, uma superior argilo-ferruginosa e outra inferior ferruginosa.

A fácies superior argilo-ferruginosa é constituída mineralogicamente por caulinita, goethita, hematita, quartzo e anatásio, apresenta cor vermelha com pequenas manchas (< 3mm) irregulares a grosseiramente arredondadas de tonalidade vermelha-escura. Os quartzos (< 4mm), de forma irregular, acham-se dispersos nesta massa argilosa ao lado de poros irregulares milimétricos e micro-fraturas.

Ao microscópio, a fácies superior é constituída por um esqueleto quartzoso e, subordinadamente, por alguns minerais pesados como turmalina, zircão, imersos em um plasma caulinitico, por um sistema poral, formado por poros e fissuras e, por feições pedológicas caracterizadas por goetans e nódulos difusos amarelados e opacos.

O quartzo, principal constituinte do esqueleto, abrange uma proporção pequena, não excedendo 5%. Apresenta tamanho variável e bordos com acentuadas reentrâncias de dissolução, podendo gerar pequenos fragmentos isolados no interior do arcabouço

original do mineral, porém em continuidade óptica. Entretanto, é frequente observar fragmentos menores isolados, pertencentes a um único grão, sem continuidade óptica, e em contato íntimo com o plasma (foto V.1) evidenciando uma remobilização "in situ".

O plasma caulinitico apresenta uma coloração marrom-avermelhada a amarelada com pequenas manchas grosseiramente arredondadas de cor vermelho-escuro no centro e vermelho nas bordas. A distribuição destas manchas é irregular, podendo ocorrerem mais concentradas gerando formas arredondadas maiores ou orientações lineares, evidenciando zonas de circulação preferencial. Localmente este plasma apresenta uma coloração predominantemente castanha-escura, mascarando as manchas e, frequentes cristalizações de goethita como goetans em poros e fissuras. Entretanto, comumente, observa-se uma fragmentação e uma dispersão destas cristalizações ao lado dos constituintes do esqueleto e dos nódulos (figura V.3), caracterizando uma remobilização em zonas de circulação preferencial.

A porosidade é caracterizada por frequentes poros irregulares, envolvendo os grãos de quartzo ou isolados e, por pequenas fissuras contínuas de espessura variável (< 0.4 mm), ora vazias, ora com goethita. Nos limites desses poros com o plasma, uma tonalidade mais escura indica uma maior concentração de ferro.

A fácies inferior, fácies ferruginosa, é constituída por um material endurecido, de cor vermelho-escuro, de composição predominantemente hematítica, poroso (25%), cujos poros de tamanho (comumente < 5 mm) e formas variadas encontram-se isolados,

podendo conter localmente alguns grãos de quartzo. Entretanto a associação desses poros forma foliações paralelas à semelhança da estrutura bandada dos Itabiritos.

Ao microscópio (figura V.4) esta fácies inferior é caracterizada por um esqueleto quartzoso pouco abundante, por um plasma vermelho-escuro de composição hematítica, por frequentes poros isolados e orientados linearmente e, por feições pedológicas caracterizadas por goetans, revestindo as paredes dos vazios.

O quartzo, à semelhança da fácies superior, apresenta extinção ondulante, tamanho variável ($< 3\text{mm}$), forma irregular, bordas com fortes reentrâncias de dissolução, de modo a formar fragmentos irregulares e isolados no interior do molde primitivo do antigo mineral.

Os poros comumente apresentam-se vazios, podendo localmente conterem grãos de quartzo no seu interior, porém sem preenchê-los totalmente. Frequentemente, envolvendo os poros ocorrem goetans provenientes da recristalização da hematita, pois, localmente, observa-se concentrações do plasma vermelho-escuro, envolvidos por cristalizações de goethita.

Os vestígios avançados de dissolução do quartzo, de modo a gerar vazios irregulares à sua cerca, a grande concentração de poros irregulares, com goetans, orientados linearmente, nos induzem a interpretar essa fácies inferior como uma couraça isalterítica bem evoluída originada dos horizontes Itabiríticos do Grupo Itabira.

Evidência de uma evolução in situ é ainda confirmada pela presença local de um veio de quartzo intemperizado, que ao

Fig. V.3 - Desenho esquemático da fácies argilo-ferruginosa, mostrando uma remobilização dos seus constituintes.

Fig. V.4 - Desenho esquemático da fácies ferruginosa, mostrando a estrutura reliquial bandada dos itabiritos.

microscópio é caracterizado por uma mistura íntima de quartzo de tamanhos e formas variadas, formando a textura granoblástica. Localmente observa-se um preenchimento argiloso nos interstícios entre os cristais, provavelmente decorrente de uma iluviação.

Desta forma, a unidade subjacente à jazida é caracterizada por um perfil laterítico "in situ", cuja fácies superior apresenta evidências do horizonte superior, onde os mecanismos de pedoturbações são atuantes. A fácies inferior mostra características de uma evolução in situ, marcadas pela estrutura reliquial bandada dos itabiritos e pela presença local de veio de quartzo intemperizado, preenchido por argila iluvial.

V.3.2 - Relações Estruturais entre a Área Estudada e o Substrato Geológico.

O perfil geológico AB (figura 1.2), abrangendo as abas do Sinclinal da Moeda, representa o posicionamento das jazidas em estudo na calha desta estrutura sobre as rochas do Grupo Itabira (figura V.5). Entretanto, uma distribuição espacial das unidades geológicas ocorrentes no interior desta estrutura foi obtida e esquematizada, segundo o perfil geológico EE' (figura V.6), através de furos de sonda e poços situados nas bordas e no interior da Jazida de Bauxita (figura 11.1).

Os dados de furos de sondagem são representados, inicialmente, por uma espessa camada (de aproximadamente 50m) de solo laterítico com fragmentos ferruginosos, que sobrepõe a uma camada de itabirito, através de fácies argilosas.

A camada de recobrimento sobre a Jazida de Bauxita,

como visto no Cap. IV, IV.1.3, é constituída por fragmentos ferruginosos e nódulos variados no interior de um plasma, predominantemente, hematítico e goethítico. Entretanto, variações ocorrem na borda oeste, onde fragmentos, mais grosseiros e abundantes, de itabiritos, filitos ferruginosos gibbsitizados, itabirito filítico gibbsitizado, indicam áreas fontes distintas, cuja deposição diferenciada dos sedimentos se deu pela presença de zonas mais altas inter-paleodepressões. Todavia, vários eventos registrados neste material, e, já observado no Cap. IV, IV.1.3, como cimentação pelo ferro e formação do plasma hematítico, gibbsitização e deferruginização, com passagem gradativa do plasma vermelho-escuro ao plasma vermelho, são indícios da ocorrência de pelo menos três etapas após a deposição dos fragmentos.

O substrato rochoso da Jazida de Bauxita é constituído predominantemente por itabiritos. Entretanto, interdigitações filitosas são comuns e podem se concentrar em vários níveis, tornando o itabirito extremamente impuro. Intercalações de espessas lentes dolomíticas também são frequentes nesta unidades.

Esta camada de itabirito com níveis filitosos é representada na sua parte superior por um perfil de alteração constituído por dois horizontes. Um horizonte isalterítico, cuja estrutura reliquial xistosa é preservada pela alternância de leitos cauliniticos e leitos hematíticos, e, um horizonte aloalterítico argiloso, constituído predominantemente por caulinita.

Análise do perfil geológico EE' (figura V.6) mostra claramente que a jazida de bauxita ocorre em uma região onde a alteração geoquímica foi mais atuante, propiciando um aprofunda-

mento diferenciado com a formação de um pacote de argila aloterítica e isalterítica, pertencente a um perfil de alteração in situ.

Desta forma pode-se concluir que a Jazida de Bauxita encontra-se em uma paleodepressão cavada nas rochas mais alteráveis do Grupo Itabira (foto V.2), que seriam provavelmente os níveis mais ricos em filitos dolomíticos (DORR 1958b, VIEL *et al.* 1987).

V.4 - CONCLUSÕES

A gênese das jazidas depende não somente dos mecanismos de deferruginização, que conduz a acumulações relativas de Al, e de silicificação, mas também, tem uma estreita relação com a evolução do relevo.

A grande susceptibilidade à alteração diferencial das litologias da Formação Gandarela, situada na calha do sinclinal, propiciou a formação de depressões, cujo conjunto encontra-se envolvido por vertentes associadas às cristas constituídas por Itabiritos. Desta forma, três unidades morfológicas são definidas, as unidades de alta, média e baixa vertente, e, identificadas as formações superficiais a elas associadas.

Na alta e média vertente o meio é oxidante e desaturado em sílica; são os domínios iniciais alitizantes (PEDRO 1964, 1968) com a formação de couraças ferruginosas a hematita e, na interface entre a média e baixa vertente, de couraças alumino-ferruginosas a hematita, goethita, gibbsita e, secundariamente, caulinita. Nas depressões, ou seja, na baixa vertente, o meio

é altamente inundado de água, mais redutor e mais saturado em sílica.

As Jazidas de Caulinita e Bauxita encontram-se nas paleodepressões, caracterizadas por uma alteração geoquímica diferenciada, propiciando a formação de um espesso pacote de argila aloterítica e isalterítica. Este perfil apresenta características de uma evolução *in situ* e, indícios de pedoturbações, que são registros peculiares do horizonte superior de um perfil laterítico. Desta forma, existe uma destacada discordância entre esta unidade de argila aloterítica e isalterítica e a unidade inferior argilosa, que aflora nas jazidas.

A ocorrência de quartzo associado a gibbsita nas jazidas em estudo e nas formações superficiais, ocorrentes na interface média vertente/baixa vertente; os indícios da existência pretérita de uma couraça alumino-ferruginosa recobrindo a unidade média vertente quando, paleogeograficamente, o substrato desta unidade era constituído por filitos pertencentes à Formação Gandarela, tal como evidenciado através dos estudos efetuados na interface entre a média e baixa vertente; e, a presença de nódulos reliquiais de uma couraça alumino-ferruginosa no interior de um plasma caulinitico, como observado nas unidades argilosas aflorantes nas jazidas, concorrem para uma interpretação, que diverge da de uma evolução "*in situ*" à partir de sedimentos aluvionares (POMERENE 1964, SOUZA 1983) oriundos de rochas básicas (FLEISCHER & OLIVEIRA 1969):

- As unidades argilosa, bauxítica e de recobrimento das Jazidas de Caulinita e Bauxita foram geradas a partir de um

perfil laterítico situado na média vertente, cuja evolução se deu in loco à partir dos filitos da Formação Gandarela. Hoje, a média vertente encontra-se constituída por uma couraça ferruginosa isalterítica sobre itabiritos. Entretanto, de acordo com o modelo genético proposto (figura V.7), no decorrer da evolução da paisagem, ou seja, durante a fase de inversão do relevo, a média vertente era capeada por lateritas oriundas de filitos da Formação Gandarela, que foram erodidas e acumuladas nas depressões existentes a jusante. Nestas depressões, condições de hidromorfia são atuantes propiciando o desenvolvimento de mecanismo de deferruginização, que concorre para formação de expressiva fácies bauxítica, na Jazida de Bauxita, acompanhado ou seguido de importante silicificação, na Jazida de Caulinita, originando significativa fácies caulinitica.

- ④ - Relevo atual
 AV - Alta vertente
 MV - Média vertente
 IMBV - Interface Média/Baixa vertente
 JC - Jazida de Caulinita
 JB - Jazida de Bauxita

Fig. V-7 — Corte esquemático mostrando as etapas de evolução do relevo nas vertentes que circundam as depressões, onde se encontram as Jazidas de Caulinita e Bauxita.

SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES

O trabalho apresentado tem sido dedicado ao estudo genético das Jazidas de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Óculos. Para cada jazida, análises estruturais, mineralógicas e geoquímicas têm sido realizadas a diferentes escalas, de modo a possibilitar a determinação dos mecanismos que intervêm quando da formação, evolução e degradação desses materiais.

OS MECANISMOS DE DEFERRUGINIZAÇÃO E DE SILICIFICAÇÃO

O caráter essencial colocado em evidência no estudo genético das Jazidas de Caulinita e Bauxita de Vargem dos Óculos é a ocorrência de processos de deferruginização e silicificação.

A análise das duas unidades basais aflorantes na Jazida de Caulinita mostrou a existência de diferentes organizações, caracterizadas por diferentes zonas que mostram uma nítida evolução no tempo e no espaço, em decorrência de uma deferruginização gradual e progressiva.

Desta forma, à partir de um material alumino-ferruginoso pré-existente, cuja determinação é sugerida pela presença de nódulos avermelhados de composição essencialmente hematítica e gibbsítica, a deferruginização provoca a migração e redistribuição do ferro, enquanto a silicificação, que é sugerida pela penetração do plasma caulinitico nas reentrâncias de dissolução da gibbsita, promove a quase total transformação da gibbsita para caulinita.

Na Jazida de Bauxita, as fácies análogas às das Jazidas de Caulinita, mostram da base para o topo, as mesmas

características que permitem concluir uma deferruginização gradual e progressiva. Entretanto, uma nova frente de deferruginização, do topo para a base, provoca a formação de volumes esbranquiçados, em contato nítido com os volumes avermelhados, e, conseqüentemente, uma fácies bauxítica mais expressiva.

O CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E GEOLÓGICO

A heterogeneidade litológica de Grupo Itabira, que encontra-se na calha da estrutura Moeda, propicia uma alteração geoquímica diferenciada, culminando com a formação de depressões, cujo conjunto encontra-se envolvido por vertentes, associadas às cristas constituídas por itabiritos. Desta forma, três unidades morfológicas principais são definidas, unidades de alta, média e baixa vertente.

As unidades de alta e média vertente são capeadas por uma couraça ferruginosa isalterítica, desenvolvida sobre os itabiritos do Grupo Itabira. A interface entre a média vertente e a baixa vertente é revestida por uma couraça aluminoferruginosa. A unidade de baixa vertente, que se correlaciona à superfície abrangida pelas jazidas de Caulinita e Bauxita, é constituída por um material argiloso, predominantemente caulinitico.

A couraça aluminoferruginosa da interface entre a média e a baixa vertente, apresenta registros de transformações sucessivas de ferruginização e deferruginização. Entretanto, o último evento de gibbsitização, constatado pela grande infiltração de gibbista nos vazios, evidencia a existência pretérita de uma couraça bauxítica na parte superior deste

perfil.

Na unidade de baixa vertente, onde se localizam as jazidas de Caulinita e Bauxita, dois perfis de alteração se sobrepõem, em discordância estrutural. Um perfil inferior, cuja evolução se deu "in situ", à partir dos filitos carbonáticos do Grupo Itabira e, um perfil superior alóctone, oriundo da deposição de fragmentos laterizados.

O perfil superior, alóctone, apresenta nódulos reliquiaes gibbsíticos e hematíticos de uma couraça alumino-ferruginosa. O perfil de alteração inferior é constituído por uma fácies inferior isalterítica e uma superior de argila aloterítica, que apresenta indícios de pedoturbações, característicos nos níveis superiores de um perfil de alteração. Desta forma, esta fácies delimita o contato discordante entre os dois perfis.

Correlacionando algumas particularidades presentes no perfil de alteração alóctone com as formações superficiais ocorrentes na interface entre a média e a baixa vertente, como, a presença de quartzo associado a gibbsita; a presença de nódulos reliquiaes de uma couraça alumino-ferruginosa envolvidos por um plasma caulinítico, como observado nas unidades argilosas aflorantes nas jazidas, com os indícios da existência pretérita de uma couraça alumino-ferruginosa na unidade de média vertente; pode-se dizer que o perfil superior é gerado à partir da erosão e acumulação de uma couraça alumino-ferruginosa situada na unidade de média vertente, quando paleogeograficamente o substrato desta unidade era constituído por filitos pertencen-

tes à Formação Gandarela.

Nas depressões, onde se depositaram os fragmentos laterizados, o meio é altamente hidromórfico, redutor e saturado em sílica, propiciando o desenvolvimento de mecanismo de deferruginação, que concorre para a formação de expressiva fácies bauxítica, na Jazida de Bauxita, acompanhado ou seguido de silicificação, que origina significativa fácies caulinitica, na Jazida de Caulinita.

FOTOGRAFIAS

Foto II.1 - Fotografia aérea oblíqua da região de Vargem dos Óculos, mostrando as Jazidas de Caulinita e Bauxita nas depressões circundadas por vertentes, associadas às cristas constituídas por itabiritos.

Foto III.1 - Blocos compactos de cor gelo com manchas irregulares e difusas rosadas. Fácies caulinita maciça, Jazida de Caulinita.

Foto III.2 - Passagem gradativa da fácies caulinita maciça para a fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos. Jazida de Caulinita.

Foto III.3 - Zoneamentos ferruginosos, que se exprimem como manchas irregulares rosadas, isolando acumulações de argila maciça de cor gelo. Fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, Jazida de Caulinita.

Foto III.4 - Zoneamentos ferruginosos, que se exprimem como lineações segundo várias direções e independentes das fraturas. Fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, Jazida de Caulinita.

Foto III.5 - Deferruginização das manchas e das lineações ferruginosas. Fácies caulinita com zoneamentos ferruginosos, Jazida de Caulinita.

III.6 - Fotomicrografia mostrando cristais de gibbsita, envolvendo o contorno irregular do grão de quartzo, imersos no plasma caulinítico.

Microscópio óptico, luz polarizada. Escala 50 μ m

Foto III.7 - Fotomicrografia de um cristal isolado de gibbsita em íntima associação com o plasma caulinítico.

Microscópio óptico, luz natural. Escala 0,1mm

Foto III.8 - Fotomicrografia de um nódulo de gibbsita com halo ferruginoso, no interior do plasma caulinítico. Microscópio óptico, luz natural. Escala 50µm

A small, faint, yellowish-brown circular mark, likely a remnant of a photomicrograph, is located below the text for Foto III.8.

Foto III.9 - Fotomicrografia mostrando os nódulos ferruginosos sob a forma de halos concêntricos descontínuos. Microscópio óptico, luz natural. Escala 0,1 mm

A small, faint, yellowish-brown horizontal mark, likely a remnant of a photomicrograph, is located below the text for Foto III.9.

Foto III.10 - Fotomicrografia mostrando o plasma bege salpicado por pontos vermelhos com halos amarelos. Observa-se uma intensificação dos pontos em torno de poros reliquiaes.

Microscópio óptico, luz natural. Escala 1 μ m

Foto III.11 - Fotomicrografia dos nódulos beges com pontilhamentos e ramificações ferruginosas.

Microscópio óptico, luz natural. Escala 0,1mm

Foto III.12 - Fotomicrografia mostrando a deferruginização periférica do nódulo vermelho-escuro até a formação do cortex.
Cristalizações de goethita ocorrem nos vazios.
Microscópio óptico, luz natural. Escala 10µm

Foto IV.1 - Volumes esbranquiçados formando faixas verticais
Fácies bauxítica, Jazida de Bauxita.

Topo

Base

Foto IV.2 - Detalhe das faixas verticais, mostrando a penetração dos volumes esbranquiçados nos volumes vermelhos e amarelos. Fácies bauxítica, Jazida de Bauxita.

Foto IV.3 - Fotomicrografia mostrando o contato nítido e brusco entre os volumes avermelhados e esbranquiçados. Microscópio óptico, luz polarizada. Escala 20µm

Top

Base

Foto IV.4 - Fotomicrografia mostrando as duas gerações de gibbsita. A primeira, representada pelos pequenos cristais e a segunda pelos grandes cristais. Microscópio óptico, luz polarizada. Escala 0,1mm

Foto IV.5 - Fotomicrografia da unidade de recobrimento mostrando o falso truncamento dos estratos, em decorrência de uma frente de deferruginização. Microscópio óptico, luz natural. Escala 1mm

Foto IV.6 - Fotomicrografia de um nódulo, mostrando a variação gradativa de cor do centro para a periferia (vermelho-escuro - vermelho - amarelo)
Microscópio óptico, luz natural. Escala 0,1mm

Foto IV.7 - Fotomicrografia mostrando um fragmento anguloso em contato com plasma avermelhado.
Microscópio óptico, luz natural. Escala 0,2mm

Foto V.1 - Fotomicrografia mostrando um grão de quartzo fragmentado e remobilizado "in situ".
Microscópio óptico, luz polarizada. Escala 0,2mm

Foto V.2 - Vista parcial mostrando uma depressão ocorrente na região de Vargem dos Óculos.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, V.T. - 1952 - Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. Geol. Soc. Am., Bull., 63 : 649 - 688.

ALMEIDA, E.B. - 1977 - Geology of the bauxite deposits of Poços de Caldas district, state of Minas Gerais, Brazil. California, Stanford University, Ph.D. Thesis, 273p. (Inédito)

ALMEIDA, F.F.M.- 1976 - Estruturas do Precambriano Inferior brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Resumo das Publicações. Ouro Preto, SBG, p. 201-202.

BANERJEE, P.K. - 1975 - A reconnaissance survey of the distribution of some trace elements in Indian bauxite. Mineral Deposita, 10:177-188.

BARBOSA, G.V. - 1960 - O Manto de alteração no sudoeste do Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte. FFCL-UFMG, Tese de Livre Docência, 155 p.(Inédito)

BARBOSA, G.V. - 1980 - Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Rev. Bras. Geol., 10 (1): 89-101.

BARBOSA, G.V. & RODRIGUES, D.M.S. - 1964 - Apresentação e guia de excursão ao Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, FFCL-UFMG, 64 p.

BARBOSA, G.V. & RODRIGUES, D.M.S. - 1965 - O Quadrilátero

Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. Bol. Min. Geogr.
10 - 11: 3-35.

BARBOSA, G.V. & RODRIGUES, D.M.S. - 1967 - Quadrilátero
Ferrífero, Belo Horizonte, IG-UFG, 130 p.

BARDOSSY, G. & BARDOSSY, L. - 1954 - Contribution to the
geochemistry of titanium. Acta Geol. Acad. Sci. Hung.,
2:191-203

BERRY, L.G. - 1974 - Selected powder diffraction data for
minerals. Swarthmore, Joint Committee on Powder Diffractions
Standards, 833 p.

BOQUIER, G.; BOULANGÉ, B.; ILDEFONSE, P.; NAHON, D.; MULLER, D.
- 1983 - Transfers, accumulation modes, mineralogical
transformation and complexity of historical development in
lateritic profiles. In: INT. SYMP. LATERIZATION PROCESSES,
II, São Paulo, 1982. Proceedings, São Paulo, IWGLP - IAGC,
p. 331 -343.

BOULANGÉ, B. - 1983 - Les formatins bauxitiques latéritiques de
Côte d'Ivoire: les facies, leur transformation, leur
distribution et l'évolution du modelé. Paris, Univ. Paris,
Thèse de Doctorat. Trav. Doc. ORSTOM, 1984, 175: 363 p.

BOULET, R. - 1974 - Toposéquences des sols tropicaux en Haute-
Volta. Equilibres dynamiques et bioclimat. Strasbourg, Univ.
Louis Pasteur, Thèse de Doctorat. ORSTOM, 1978, 272 p. (Mém.
85)

BOULET, R.; BOCQUIER, G.; MILLOT, G. - 1977 - Gochimie de la surface et formes du relief. 1. Dsequilibre pdobioclimatique dans les couvertures pdologiques de l' Afrique tropicale de l' ouest et son rle dans les aplainissement des reliefs. Sci. Gol. Bull. 30 (4): 235-243.

BREWER, R. - 1964 - Fabric and mineral of soils. New York, John Willey and Sons. 470 p.

BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. - 1980 - Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. London, Mineralogical Society. 495 p.

BROWN, G. - 1961 - The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, Mineralogical Society. 544 p.

CHATELIN, Y. - 1974 - Les sols ferralitiques. In: ORSTOM. L' alteration. Paris, ORSTOM. 145 p. (Tome III)

CHOWDHURY, A.N.; CHAKRABORTY, S.C.; BOSE, B.B. - 1965 - Geochemistry of gallium in bauxite from India. Econ. Geol., 60:1052-1058.

CROSS, W.; IDDINGS, P.J.; PIRSSON, L.V.; WASHINGTON, H.S. - 1902 - A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. Jour. Geol., 10: 555-690.

CURI, N.; LIMA, P.C.; LEPSCH, I.F. - 1985 - Terminologia de micromorfologia do solo. Bol. Inf. Soc. Bras. Cincia do

Solo. 10 (2): 33-43.

DANGIC, A. - 1985 - Kaolinization of bauxites: a study in the Vlasenica bauxite area, Yugoslavia. I - Alteration of matrix. Clays and clay minerals, 33 (6): 517-524.

DELVIGNE, J. - 1965 - Pédogenese en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique. Paris, ORSTOM, 177 p. (Mém. 13)

DENNER, W.H. & NORTON, H.A. - 1977 - Geology and geochemistry of bauxite deposits in lower Amazon Basin. Econ. Geol. 72 (1): 82-89.

DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço. Jour. Geol. 14 (3): 374-401.

DORR, J.V.N. 2d. - 1958a - The Cauê itabirite. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 61-62.

DORR, J.V.N. 2d. - 1958b - The Gandarela Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 63-64.

DORR, J.V.N. - 1964 - Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol. 59 (7) : 1203-1240.

DORR, J.V.N. 2d - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Washington, GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 110 p. (641-A)

DORR, J.V.N. 2d & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and ore

deposits of the Itabira District. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 109 p. (341-c)

DORR, J.V.N.2d; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B. and RYNEARSON, G.A.-
1957 - Revisão da estratigrafia precambriana do Quadrilátero
Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM. 31 p.(avulso n. 81).

DORR, J.N.V. 2d.; HERZ, N.; BARBOSA, A.L.M.; SIMMONS, G.C. -1960
- Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais
Brasil. DNPM. 115 p. (Publ. Esp. 1)

DUARTE, L. - 1958 - Annonaceae fósseis da bacia terciária de
Fonseca, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM-DGM. 33 p.(Bol.
178).

DUARTE, L. & MELLO FILHA, M.C. - 1980 - Flórmula cenozóica de
Gandarela, MG. An. Acad. Bras. Ciênc. 52 (1): 77-91.

DUDICH Jr., E. & SIKLÓSI, L. - 1970 - A comparative geochemical
study of some major and minor elements in four bauxite
deposits of Transdanubia, Hungary. Ann. Inst. Geol. Public
Hung., 54 (3): 321-334

ERHART, H. - 1967 - La genèse des sols en tant que phénomène
Géologique. Biostasie et Rhéostasie. Paris, Masson et Cie.
Éditeurs. 177 p.

FLEISCHER, R. & OLIVEIRA, V.P. - 1969 - Bauxitas do Quadrilátero
Ferrífero. Min. Met., 50 (295): 25-32.

FRITZ, B. & TARDY, Y. - 1973 - Etude thermodynamique du système
gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application a

la genèse des podzols et des bauxites. Sci Géol., Bull., 26
(4): 339-367

GAIR, J.E.- 1958 - The Sabará Formation. Bol. Soc. Bras. Geol. 7
(2): 68-69.

GAIR, J.E.- 1962 - Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. '65 P. (341-A)

GARDNER, L.R. - 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. Amer. Miner., 55 : 1380-1389

GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. - 1965 - Solutions, minerals and equilibria. New York, Harper and Brother. 254p.

GOLDICH, S.S. - 1948 - Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. Washington, U.S. GEOL. SURVEY. 111p. (954-C)

GOLDMAN, M.I. & TRACEY Jr., J.I. - 1946 - Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. Econ. Geol., 41
(6): 567-575.

GOLDSCHMIDT, V.M. - 1937 - The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. J. Chem. Soc. London, 1: 655,673

GORCEIX, H. - 1876 - Note sur la roche connue vulgairement au Brésil sous le nom de Ganga et sur le bassin d'eau douce de Fonseca (Province de Minas Geraes). Bull. Soc. Géol. France, 3 (4): 321-323.

GORCEIX, H. - 1884 - Bacia terciária de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil. An. Escola de Minas, 3: 75-92.

GORDON Jr., M. & MURATA, K.J. - 1952 - Minor elements in Arkansas bauxite. Econ. Geol., 47 (1): 169-179

GORDON, M.; TRACEY, J.I.; ELLIS, M.W. - 1958 - Geology of the Arkansas bauxite region. Washington, U. S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER, 268p. (299)

GRIM, R.E. - 1947 - Differential thermal curves of prepared mixtures of clay minerals. The American Mineralogist, 32 (9-10): 493-501.

GRIM, R.E. - 1968 - Clay mineralogy. 2d. ed. New York, Mc Graw-Hill. 348 p.

GUERRA, W.J. & QUADE, H. - Estratigrafia do quartzito Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, através de minerais pesados. REM Rev. Escola de Minas de Ouro Preto. 34 (Num. esp.): 13-24.

GUILD, P.W.- 1957 - Geology and mineral resources of the Congonhas do Campo District, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 90 p.(690)

GUIMARAES, D.- 1931 - Contribuição a Geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, SGM. 36 p.(Bol. 55).

GUIMARAES, D. - 1935 - Contribuição ao estudo dos depósitos de

ferro e manganês do centro de Minas Gerais. DNPM-SFPM. 70 p.
(Bol. 8)

GUIMARÃES, D. - 1951 - Arqui-Brasil e sua estrutura geológica.
DNPM-DFPM. 314 p. (Bol. 88))

GUIMARÃES, D. - 1964 - Geologia do Brasil. DNPM-DFPM. 674 p.
(Mem. 1)

HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915a - The geology of central
Minas Gerais, Brazil. Part I. Jour. Geol., 23 (4): 341-378.

HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915b - The geology of central
Minas Gerais, Brazil. Part II, Jour. Geol., 23 (5): 385-424.

HARRISON, J.B. - 1933 - The metamorphism of igneous rocks under
united tropical conditions. Harpenden, IMP. BUR. SOIL. SCI.,
79 p.

JOHNSON, R.F. - 1962 - Geology and ore deposits of the Cachoeira
do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco quadrangles, Minas
Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER.
37 p. (341-B)

KELLER, W.D.; CLARKE, O.M. Jr. - 1984 - Resilicication of bauxite
at the Alabama Street Mine, Saline county, Arkansas,
illustrated by scanning electron micrographs. Clays
and Clay Minerals, 32 (2): 139-146

KING, L.C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil oriental. Rev.
Bras. Geogr., 18 (2): 147-265.

- KRONBERG, B. I.; FYFE, W.S.; LEONARDOS, O.H.Jr.; Santos, A.M.
- 1979 - The chemistry of some brazilian soils: element mobility during intense weathering. Chem. Geol., 24: 211-229
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. London, University of West Ontario, Ph.D. Thesis, 272 p.(Inédito)
- LADEIRA, E.A. - 1985 - Metalogênese do ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SBG. Contribuições à geologia e à petrologia. Belo Horizonte. SBG - Núcleo MG. p. 95-151 (Bol. Especial)
- LADEIRA, E. A. & VIVEIROS, J.F.M. - 1984 - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG-NÚCLEO MG, 18 p.(Bol. 4).
- LAURENCHUK, V.N. & TENYAKOV, V.A. - 1962 - Brief communications. Distribution of gallium in bauxites. Geochemistry, 8: 862-869.
- LEPRUN, J.C. - 1971 - Premières observations sur des toposéquences à amont cuirassé en Haute-Volta orientale: rôle de la pédogenèse dans la destruction des cuirasses et le façonnement du modelé. ORSTOM, Bull. liaison, thème B, 2: 39-53.
- LEPRUN, J.C. - 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. IV - La degradation des cuirasses ferrugineuses.

Etude et importance du phénomène en Afrique de l' Ouest.
Sci. Géol. Bull., 30 (4): 265-273.

LIMA, M.R. & SALARD-CHEBOLDIAEFF, M. - 1981 - Palynologie des bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de l' état de Minas Gerais, Brésil). Bol. Inst. Geoc. USP, 12: 33-54.

MACKENZIE, R.C. - 1957 - The differential thermal investigation of clays. London, Min. Soc. the Central Press. 456 p.

MAXWELL, C.H. - 1958 - The Batatal Formation. São Paulo, Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 60-61.

MAXWELL, C.H. - 1972 - Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 72 p.(341-J)

MILLOT, G. - 1977 - Géochimie de surface et formes du relief. Présentation. Sci. Géol. Bull., 30 (4): 229-223.

MILLOT, G. - 1980 - Les grands aplainissements des socles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. Mém. H. Ser. Soc. Géol. de France, 10: 295-305.

MILLOT, G. - 1983 - Planation of continents by Intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INT. SYMP. LATERIZATION PROCESSES, II, São Paulo, 1982. Proceedings: São Paulo, IWGLP-IAGC, p. 53-63.

MONIZ, A.C. - 1969 - Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. São Paulo, USP/FAC. FIL. CIEN.

LET. 134p. (Boletim 304, Min. 19)

MONIZ, A.C.; WILLIAM, D.D.; SANTOS, P.S.; SANTOS, H.S. - 1972 - Clay minerals in veins associated with bauxites of Poços de Caldas, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26, Belém, 1972. Anais... Belém, SBG, v.1, p. 221-230

NAHON, D. - 1976 - Cuirasses ferrugineuses et encrûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes Évolutifs: Géochimie, structures, relais et coexistence. Mém. Sci. Géol. 44: 232 p.

NAHON, D. & BOCQUIER, G. - 1983 - Petrology of elements transferts in weathering and soil systems. Sci. Géol. Mém., 72: 112-119.

NAHON, D.; JANOT, C.; KARPOFF, A.M.; PAQUET, H.; TARDY, Y. - 1977 - Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the west part of Senegal. Geoderma, 19: 263-277.

NAHON, D. & MILLOT, G. - 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. V - Enfouissement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération de roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. Sci. Géol. Bull., 30 (4): 275-282.

PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENO, J. - 1970 - Les minéraux en grains méthodes d'étude et détermination. Paris, Masson & Cie. 597 p.

- PARISOT, J.C.; BONNAL, L.; SÍGOLO, J.B. - 1985 - Um método de endurecimento de amostras friáveis, com o emprego de verniz. Comparação com outros métodos. Bol. IG-USP, 18 : 11-14.
- PARRON, G.; GUENDON, J.L.; BOULANGÉ, B.; BOCQUIER, G. - 1983 - Bauxites du midi de la France. Mécanismes de la bauxitization sur substrat carbonaté. CNRS, Paris, 51 p. (Rapport Scientifique)
- PEDRO, G. - 1964 - Principes géochimiques de la pédogenèse. Incidences minéralogiques. In: INT. SCI. SOL., III, Bucarest, p. 1087-1094.
- PEDRO, G. - 1968 - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'esquisse géographique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10 (5): 457-470.
- PEDRO, G. & DELMAS, A.B. - 1970 - Les principes géochimiques de la distribution des éléments-traces dans les sols. Ann. Agron., 21 (5): 483-518.
- PIRES, F.R.M. - 1979 - Structural geology and stratigraphy at the Junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Michigan Technological University, Ph. D. Thesis, 220 p. (Inédito)
- PIRES, F.R.M. - 1983 - Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Rev. Bras. Geol., 13 (2) : 106-112.

- POMERENE, J.B. - 1958a - The Cercadinho Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 64-65.
- POMERENE, J.B. - 1958b - The Tabões Quartzite. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 66-67.
- POMERENE, J.B. - 1958c - The Barreiro Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 67-68.
- POMERENE, J.B. - 1964 - Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER, 84 p.(341-D)
- RANKAMA, K. & SAHAMA, T.G. - 1950 - Geochemistry. Chicago, Univ. Chicago Press. 911p.
- RYNEARSON, G.A. - POMERENE, J.B.; DORR, J.V.N.2d. - 1954 - Contato basal da Série Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. DNPM/DGM, 18p. (Bol.34)
- SCHORSCHER, H.D.- 1976 - Polimetamorfismo Precambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR.BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Resumo das Publicações... Ouro Preto, SBG, p. 194-195.
- SCHORSCHER, H.D.- 1978 - Komatiítos na estrutura "greenstone belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. Resumo das Comunicações... Recife, SBG, p. 292-293.
- SCHORSCHER, H.D.- 1979 - Evolução geotectônica e petrogenética do

embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. An. Acad. Bras. Ciênc., 51 (4): 767-768.

SEGALEN, P. - 1965 - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. Cah. ORSTOM Sér. Pedologie, 3 (20): 149-176.

SIMMONS, G.C. - 1958 - The Fecho do Funil Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 65-66.

SIMMONS, G.C. - 1968 - Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil, Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER, 46 p. (341-H)

SOUZA, J.M. - 1983 - Relatório de pesquisa de bauxita e argila no local denominado Capão Xavier e Ouro Podre, Nova Lima, MG. MBR - Minerações Brasileiras Reunidas S.A., Belo Horizonte, 25 p. (Relatório Interno)

TRICART, J. - 1961 - Le modelé du Quadrilátero Ferrífero sud de Belo Horizonte, Brésil. Ann. Géogr. 379: 255-272.

VALETON, I. - 1972 - Bauxites. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 226 p.

VALETON, I. - 1974 - Resilicification at the top of the foreland bauxite in Surinam and Guyana. Mineral Deposita, 9: 169-173.

VALETON, I. - 1981 - Bauxites on peneplained metamorphic and magmatic rocks, on the karst topography, their similarities and contrasts of genesis. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON

- LATERITIZATION PROCESSES, I, Trivandrum, 1981.
Proceedings..Trivandrum, IWGLP/IAGC, p. 15-23.
- VERBEKE, R. - 1969 - Sur un procédé de fabrication de lames minces dans les roches peu cimentées et des sols. Bull. Soc. Géol. France, 11 (3): 426 - 433.
- VIEL, R.S.; MOREIRA, P.C.H.; ALKIMIM, F.F. - 1987 - Faciologia da Formação Cauê e gênese do minério de ferro friável da mina de Águas Claras, Serra do Curral, Minas Gerais. In: SIMP. SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987. Anais... Ouro Preto, SBG, Bol. 6, p. 137-153.
- WALLACE, R.M. - 1958 - The Moeda Formation. Bol. Soc. Bras. Geol., 7 (2): 59-60.
- WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito district, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER, 67 p. (341-F)
- WEY, R. & SIFFERT, B. - Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . In: COLL. INT. CENT. RECH. SCIENT., 105, Paris, 1961. Paris, CNRS, P. 11-24.
- WOLFENDEN, E.B. - 1965 - Geochemical behavior of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. Geoch. Cosmoch. Acta, 29: 1051-1062.